

A Balaton környékén előforduló pannon-tavi üledékek földtana V.

A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típuszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés

SZTANÓ Orsolya¹, MAGYAR Imre², SZÓNOKY Miklós³, LANTOS Miklós⁴, MÜLLER Pál⁴,
LENKEY László⁵, KATONA Lajos⁶, CSILLAG Gábor⁴

¹ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C (sztano@caesar.elte.hu)

²MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest, Pf. 137. (immagyar@mol.hu)

³Szegedi Tudományegyetem Föld- és Őslénytani Tanszék, 6722, Szeged, Egyetem u. 2–6.

⁴Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14. (lantos.miklos@upcmail.hu; csillag.gabor@mfgi.hu)

⁵MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C (lenkey@pangea.elte.hu)

⁶Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 3–5.

Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: type locality, depositional setting and stratigraphy

Abstract

Revisiting the Tihany, Fehérpart section, overviewing archive data, comparison with successions of nearby wells, well-logs, stratigraphic data and results of the high-resolution seismic surveys on Lake Balaton resulted a coherent picture on the depositional environment, age, stratigraphic correlation and palaeogeographic connections of the Tihany Formation. In addition to former analyses of grain-size distributions, carbonate and clay content, the sedimentary structures were investigated, a pilot study of gamma-ray measurements on the field was carried out, and several orders of cyclicity were demonstrated. Palaeontological data from earlier studies were collected and analyzed, and magnetic polarity of the rocks was measured. The Tihany, Fehérpart section is correlated with the *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellate, the MN11 micromammal and the *Lymnocardium decorum* littoral mollusc biozones. With the exception of the lowermost few metres, it shows normal magnetic polarity. It is underlain by open lacustrine, reverse polarity shales of the *Congerina praerhomboides* zone, and is overlain by layers indicative of the *Prosodacnomya* zone. The latter is well defined by the radiometric age (7.9 Ma) of the overlying volcano-sedimentary suite. Therefore the Fehérpart section was deposited either 8.1–8.0 Ma (C4n.2n) or 8.3–8.2 Ma (C4r.1n chron) ago.

The Tihany Formation was deposited in a variety of palaeoenvironments related to deltas entering Lake Pannon. It consists of parasequences, i.e. shallowing up successions from below wave base to lake level, generated by sediment accumulation. Parasequences were formed on the delta front or in inter-distributary bays to delta-plain swamps and distributary channels. Beyond the high frequency lake-level and partly autocyclic environmental fluctuations, most likely climatically induced fourth-order lake-level changes of about 15–30 m amplitude occurred, resulting in minor transgressions followed by repeated progradation of deltaic lobes.

Although the Tihany (as well as the very alike Somló) Formation is currently found along the rim of the hills, it was originally deposited in the same way as the Újfalu Formation known only from the subsurface of deep basins. The dynamics of deltaic settings feeding to Lake Pannon can be understood by studying the Tihany Formation in outcrops. The only difference between the two formations might be in the number of overlying delta cycles and their thickness; both were determined by rate of subsidence, being smaller at basement highs where Tihany Formation accumulated than at basin areas where Újfalu Formation was defined. It is suggested here to include the Tihany (and Somló) beds as members of the Újfalu Formation.

Fourth-order sequence boundaries were recognized between the overlying progradational deltaic bodies. In the vicinity of Tihany no evidences of lake-level drops were revealed, but elsewhere small incised-valley fills point to minor lake-level drops. The overall regression, interrupted by transgressive events, continued in the study area until the shelf edge of Lake Pannon shifted as far to the south as 50–60 km, i.e. at about 8 Ma ago. After that, flooding events became rare and small in amplitude, then the area became a terrestrial plain. Fluvial deposits are not known from the direct vicinity, but travertines formed in small freshwater ponds fed by karst springs. The transition from lacustrine to terrestrial palaeo-environments is part of the overall normal regression as a result of high sediment input to Lake Pannon. Large incised valleys or other evidences of recurring terrestrial conditions which could be related to third-order sequence boundaries mappable all over the Pannonian Basin were identified neither in Tihany nor in Újfalu Formation.

Keywords: Lake Pannon, delta progradation, lithostratigraphy, parasequence, sequence boundary, stage Pannonian/Pontian

Összefoglalás

A tihanyi Fehérpart szelvényének újrajvizsgálata, archív adatok összegyűjtése, az eredmények összehasonlítása környező fúrások rétegsoraival, rétegtani adatokkal és a Balatonon mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényezések eredményeivel maga után vonta a Tihanyi Formáció keletkezési viszonyai, kora, rétegtani helyzete és ősföldrajzi kapcsolatai mélyebb megértését. Korábbi szemcseméret, karbonát- és agyagásványtartalom elemzések mellett megvizsgáltuk a rétegsor üledékszerkezetét, úttörő módon mértük az üledék természetes gamma sugárzását, kimutattuk a rétegsor különböző léptékű ciklicitását. Áttekintettük és egymással összevetettük a korábbi paleontológiai adatokat, és megvizsgáltuk a kőzetek mágneses polaritását. A fehérparti rétegsor a Spiniferites tihanyensis dinoflagellata, az MN 11 emlős és a *Lymnocardium decorum* puhatestű zónába tartozik, legalsó része fordított, zöme azonban normál mágneses polaritású. Feküjében a *Congeria praeheromboidea* zónába, más feltárásban fordított polaritást mutató, nyíltvízi, míg valószínű fedőjében a *Prosodacnomya* zónába tartozó rétegek vannak; ez utóbbi zóna, illetve kron kezdetét a fedő vulkánit 7,9 millió éves radiometrikus kora adja meg. A fehérparti üledékek így vagy 8,1–8,0 millió (C4n.2n), vagy 8,3–8,2 millió (C4r.1n kron) évvel ezelőtt keletkeztek.

A Tihanyi Formáció rétegei a Pannon-tóba érkező deltákhoz kapcsolódó változatos öskörnyezetben — a torkolatok előterében és a deltaágak közötti öblökben hullámbázisnál mélyebb vízben, majd a feltöltődéssel sekélyedő vízben, végül a deltasíksági mocsarakban és medrekben — paraszekvenciák soraként rakódtak le. A nagy frekvenciájú vízszint-változások és mozaikos környezeti változások mellett kimutatható egy kb. negyedrendű, valószínűleg klimatikus vezérelt ciklicitás is, mely a tó vízmélységének 15–30 méteres ismétlődő növekedését, partvonalának hátrálását, majd ezt követően újabb, az előzőekre települő deltalebenyek megjelenését eredményezte. Noha jelenleg hegységperemi helyzetben tanulmányozhatjuk, keletkezését tekintve a Tihanyi Formáció — a vele majdnem azonos keletkezésű Somlóival együtt — azonos a medenceterületekről, csak fúrásokból ismert Újfalui Formációval. A Pannon-tavat feltöltő deltarendszerek dinamikus fejlődése a felszínen tanulmányozható Tihanyi Formáció révén érthető meg. Az Újfalui és a Tihanyi Formációk között csak a deltaciklusok ismétlődésének számában és esetleg azok vastagságában van különbség, amit kifejlődési területükön az aljzatsüllyedés eltérő mértéke szabott meg. Ezért javasoljuk, hogy a továbbiakban az Újfalui Formáció részeként tekintsük a Tihanyi (és Somló) Tagozatokat.

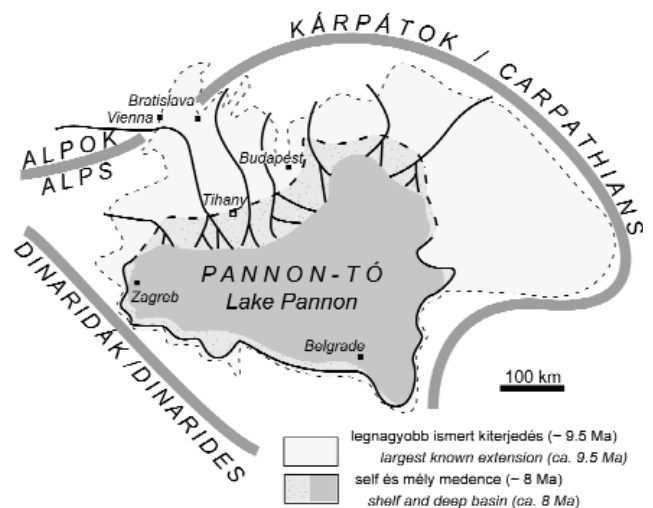
Az egymásra épülő deltaciklusokat negyedrendű szekvenciahatárok választják el. Tihanyban és környékén nem észleltünk vízszintesre utaló jeleket, másutt azonban kisebb bevágott völgyek utalnak erre. A transzgresszív eseményekkel megszakított általános regresszió mindaddig folytatódott a vizsgált területen, míg a Pannon-tó sekély vízü feljött és lejtőjét elválasztó perem 50–60 km-rel délebbre nem helyeződött, kb. 8 millió évvel ezelőtt. Ettől kezdve az előtések megritkultak, majd a terület szárazulattá vált, ahol nem folyóvízi üledékek, hanem lokálisan források táplálta tavacskákból édesvízi mészkő keletkezett. Ez az általános, időben folyamatosan előrehaladó normál regresszió része. Nagyobb mértékű bevágódás, tartós, elöntéssel záruló szárazulati kitérítés bizonyítékaival, melyeket a Pannon-medence egészében térképezhető harmadrendű szekvenciahatárhoz köthetnénk, sem a Tihanyi, sem az Újfalui Formációban nem találkoztunk.

Kulcsszavak: Pannon-tó, deltaépülés, litosztratigráfia, paraszekvencia, szekvenciahatár, pannóniai/pontusi emelet

Bevezetés

A Balaton mentén Tihanyánál, majd a keleti és a déli magasparton messziről felismerhető, sötétszürke párhuzamos felszínekkel tagolt, világosszürke–fehér meszes aleurit, finomhomok és szenes agyag-aleurit sorozatból álló kőzetek találhatók, melyek a késő-miocén Pannon-tóban rakódtak le (1. ábra). Gyönyörű és részletgazdag szelvények ma is használható módon dokumentálják az egykor teljesebb magasparti rétegsorokat. Ezekből a rétegsorokból ábrázolták az első pannóniai ősmaradványt, a tihanyi kecskekörmöt, még a 18. században (BARTSCH 1782), majd innen írták le a Pannon-tó első *Lymnocardium* és *Congeria* fajait a 19. században (PARTSCH 1836, MÜNSTER in GOLDFUSS 1837, FUCHS 1870). A szelvények gazdag ősmaradványtartalma felkeltette a Balaton környéki pannóniai képződmények első szisztematikus kutatói, HALAVÁTS (1902) és LŐRENTHEY (1905) figyelmét is, akik egyik leggyakoribb fossziliája alapján „*Congeria balatonica* rétegeknek” nevezték ezt a képződményt.

A Tihanyi Formációt, mint közetrétegtani egységet JÁMBOR (1980) írta le, eredetileg tagozatként, a fekvő Somló és a fedő Toronyi Tagozatokkal együtt. A három képződményt három egymást követő üledékciklus termékeként értelmezte, és kiemelte hasonlóságukat. Később mind-



1. ábra. A Pannon-tó ősföldrajzi vázlata a tihanyi rétegsor keletkezése idején. Megkülönböztettük a selfperemnél mélyebb és a sekély nyíltvízi self területeket. Utóbbi vízmélysége gyakran változott a vízszintingadozások és üledék-beszállítás révén (MAGYAR et al. 1999a és MAGYAR 2010 után)

Figure 1. Palaeogeography of Lake Pannon at the time of formation of Tihany, Fehérpart section. Shallow water shelf areas sensitive to interactions of lake-level fluctuations and sediment input, as well as profundal waters are marked (modified after MAGYAR et al. 1999a and MAGYAR 2010)

három egység formáció rangra emelkedett. A formációkra a változékonyság jellemző (JÁMBOR 1989, JÁMBOR et al. 1997, KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998): tarka vagy kékeszürke, részben talajosodott, mészkonkréciós agyagokból, s közte lerakódott homoktestekből állnak. A homoktestek anyaga és eloszlása szeszélyes. Gyakori a szerves anyag feldúsulása: növény-maradványok, huminites agyag-, szenes agyag-, és vékony lignitrétegek is előfordulnak. Ósmaradványok hiányában, pl. fúrású rétegsorok tagolásakor ezek hiánya, jelenléte vagy vastagsága a legfontosabb bélyeg, mely alapján az egyébként hasonló litológiájú, genetikailag szoros rokonságban álló formációk elkülöníthetők (JÁMBOR 1980, BUDAI et al. 1999). A Somlói Formációban, mely a Tihanyival együtt fejlődött ki a Balaton környékén, nincsenek szervesanyag dús rétegek, míg a Toronyiban ezzel ellentétben több, jelentős vastagságú lignitlep is előfordul, közvetlenül a Kisalföld jelenlegi nyugati pereménél (JÁMBOR 1980, KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998). A három képződmény fúrású adatok alapján sem térben, sem időben nem különböztethető meg egyértelműen, a formációhatárok kijelölése gyakran önkényes. Ennek oka az üledékképződési környezet mozaikossága, valamint tér- és időbeli változékonysága, melyet tanulmányunk tárgya, a tihanyi Fehérpart szelvénye is kiválóan példáz.

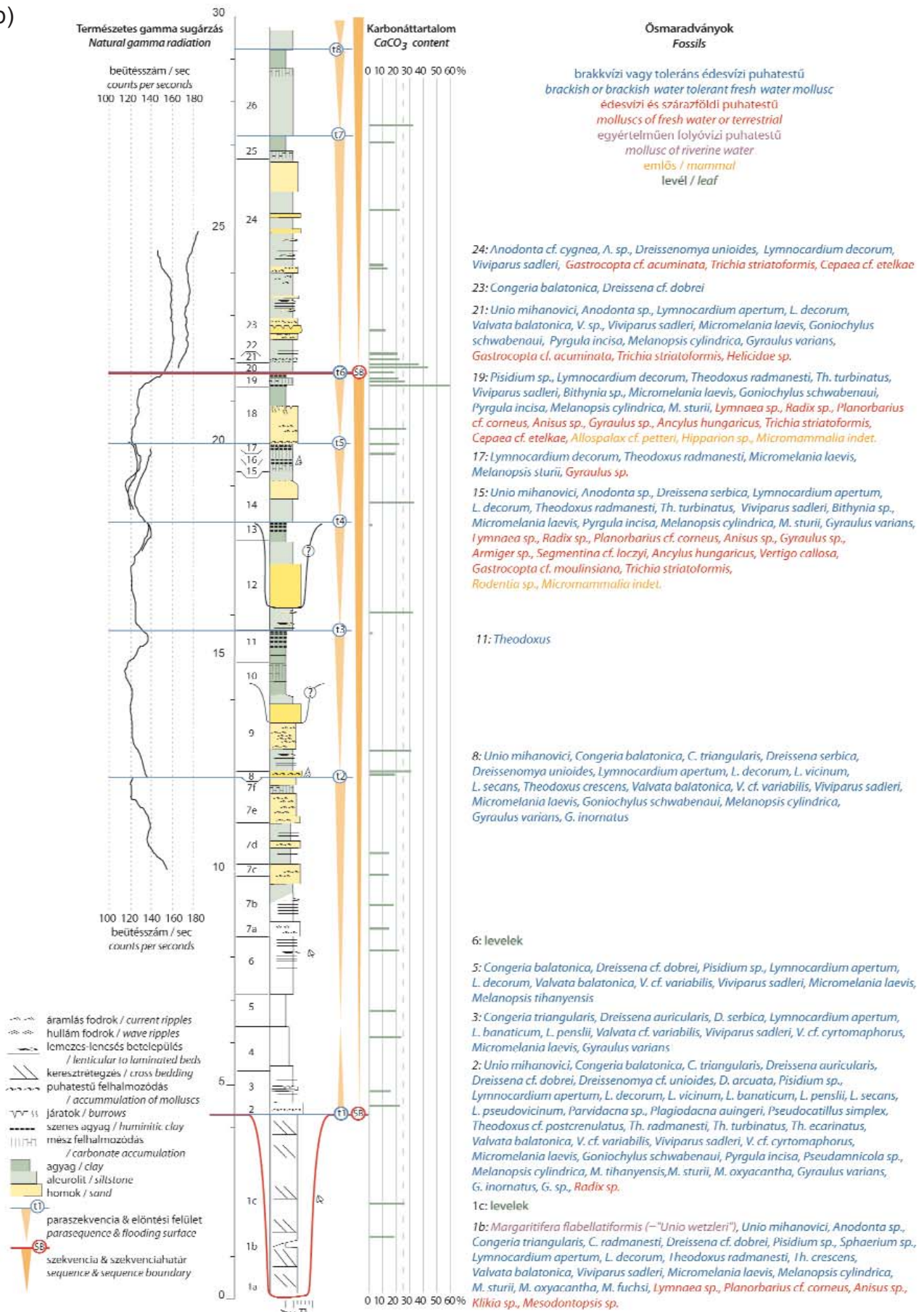
A Tihanyi Formáció típuszelvényének az egyik legtöbbet vizsgált feltárását, a Tihany, Fehérpart rétegsorát

jelölték ki (KÖRPAŠNÉ-HÓDI 1998). Ezt először HALAVÁTS (1902), LÖRENTHEY (1905, 1908), és VITÁLIS (1908, 1910) vizsgálták, majd részletes leírást BARTHA (1958, 1971) adott a feltárásról. A rétegekben található kagylósrákokat ZALÁNYI (in BARTHA 1958), majd SZUROMI-KÖREČZ, a sporomorphákat NAGY-BODOR (NAGY-BODOR & SZUROMI-KÖREČZ 1989), a makrobotanikai anyagot HABLÝ (1992) ismertette. A feltárás leírása megjelent a „Magyarország alapszelvényei” sorozatban (MÜLLER & SZÓNOKY 1988). Ezt követően az RCMNS és az IGCP égisze alatt kiadott „Chronostratigraphie und Neostatotypen” könyvsorozat „Pontien” kötetében (MÜLLER & SZÓNOKY 1990, MÜLLER 1990), a pontusi emelet egyik alemeletének „fáciesztratotípusaként” vált ismertté. Jelen tanulmányban először a fehérparti feltárás rétegsoráról, e rétegek képződési környezetéről, a rétegsor koráról rendelkezésünkre álló, részben új megfigyeléseken és méréseken alapuló ismereteket foglaljuk össze, majd ezekből kiindulva a Tihanyi Formációnak a pannóniai kőzetrétegtani rendszeren belüli helyzetét és szekvenciasztratigráfiai értelmezését tárgyaljuk. A Tihany, fehérparti szelvény leírása és elemzése során MÜLLER & SZÓNOKY (1988, 1990) rétegszámozását vittük alapul, amelyhez — az évtizedek során bekövetkezett omlások ellenére is — jól tudtuk illeszteni friss észleléseinket (2. ábra, a, b).



Figure 2. The Tihany, Fehérpart section. a) Panoramic view, b) → Sedimentological log based on observations by SZTANÓ and MAGYAR between 2002–2006 (in color), completed by data from the section by MÜLLER & SZÓNOKY (1990) (in black-and-white). Bed numbering and list of molluscs are in agreement with the latter section. Carbonate content is from unpublished data by SZÓNOKY. Gamma ray log was measured by LENKEY in 2005

b)



A tihanyi fehérparti szelvény rétegsora

Anyagvizsgálati eredmények

Szemcseösszetétel

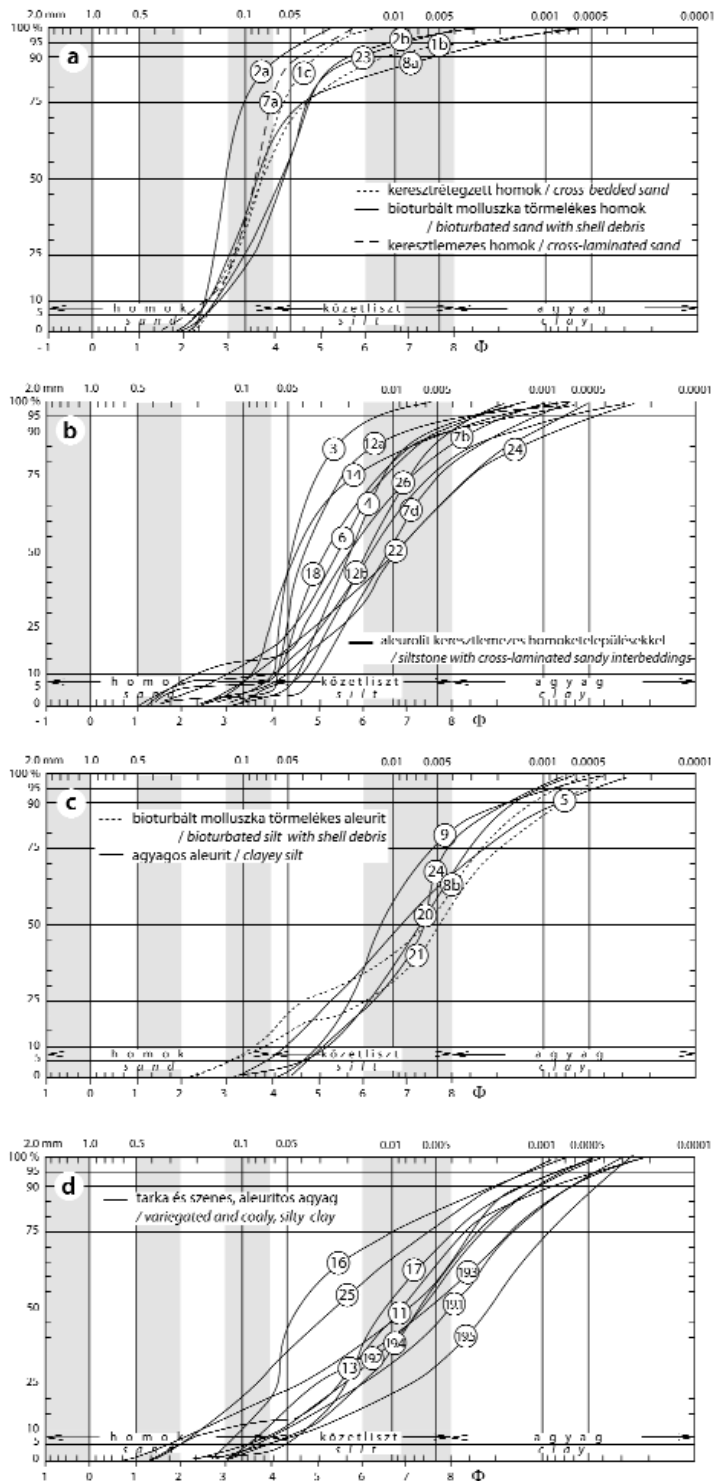
A tihanyi fehérpartti rétegsor különböző szemcseméretű, de uralkodóan finomhomokos és kőzetlisztes üledékekből áll (3. ábra).

Az összlet apró- és finomszemcsés homokjainak többsége közepesen vagy jól osztályozott (3. ábra, a; pl. 1c, 2. rétegek), ahogy azt a viszonylag meredek kumulatív eloszlási görbék jelzik. Találhatók gyengén, rosszul osztályozott homokrétegek is a rétegsorban (pl. 8., 23. rétegek; elnyúlt lankás eloszlások), melyek gyenge osztályozottsága már terepen is észlelhető, hiszen az uralkodóan közepes szemcsés homokban kisebb-nagyobb vegyes megtartási állapotú molluszkahéj is dúsul lumsellaserűen (4. ábra, a, b, c). Egyes rétegekben bioturbáció révén, járatkitöltésként, vagy már teljesen keveredve homokos aleurit és aleuritós homok található. Ezek a szemcseeloszlási görbén mellékmaximumként jelentkeznek (3. ábra, b; pl. 18. réteg teteje). Mellékmaximumot okozhat még a minták keresztlemezessége is (pl. 7a, 22., 24. réteg görbéjén; 3. ábra, a és 4. ábra, e, f), hiszen ilyenkor az áramlás sebességének finom fluktuációja változóan az apró- vagy a finomszemcsés homok ülepedésének kedvez.

Az aleuritrétegek néhány kivételtől eltekintve közepesen/gyengén osztályozottak, finom- és aprószemcsés homok, valamint agyagtartalmuk igen változó (3. ábra, b, c; 7b, 7d, 20., 22., 24. rétegek). Egyöntetűen azt jelzik, hogy a nyugodt ülepedést rövid ideig tartó vízmozgás szakította meg, mm–cm vékony finomhomok-lencsékkel ülepedve, melyet azután a bioturbáció többnyire felismerhetetlenségig elkevert az aleurittal. Gyenge osztályozottságúak a 11., 13., 15–17., 19. és 25. rétegek tarka, aleuritós agyagjai (3. ábra, d), melyek igen sok finomra tört molluszkahéj-töredéket, molluszkahéj-törmelékű homokot, kevert huminites anyagot tartalmaznak.

Természetes gamma

A fehérpartti szelvényen kísérleti jelleggel megmértük a rétegek természetes gamma sugárzását is. Munkánk célja az volt, hogy a leginkább a mélyfúrás geofizikában használt módszert felszíni mérésre adaptáljuk, és az eredményeket összevessük a közvetlenül tanulmányozható, mintavételezhető rétegsorokkal. Az agyagok magas radioaktivitást, míg a durva törmelékű üledékek (homok, kavics) alacsony radioaktivitást mutatnak, így a makroszkóposan észlelt szemcseméret-változásokat független módszerrel ellenőrizhettük. A kapott szelvényt értelmezhetőnek találtuk: a beütésszámok a rétegsor anyagának megfelelően változnak,

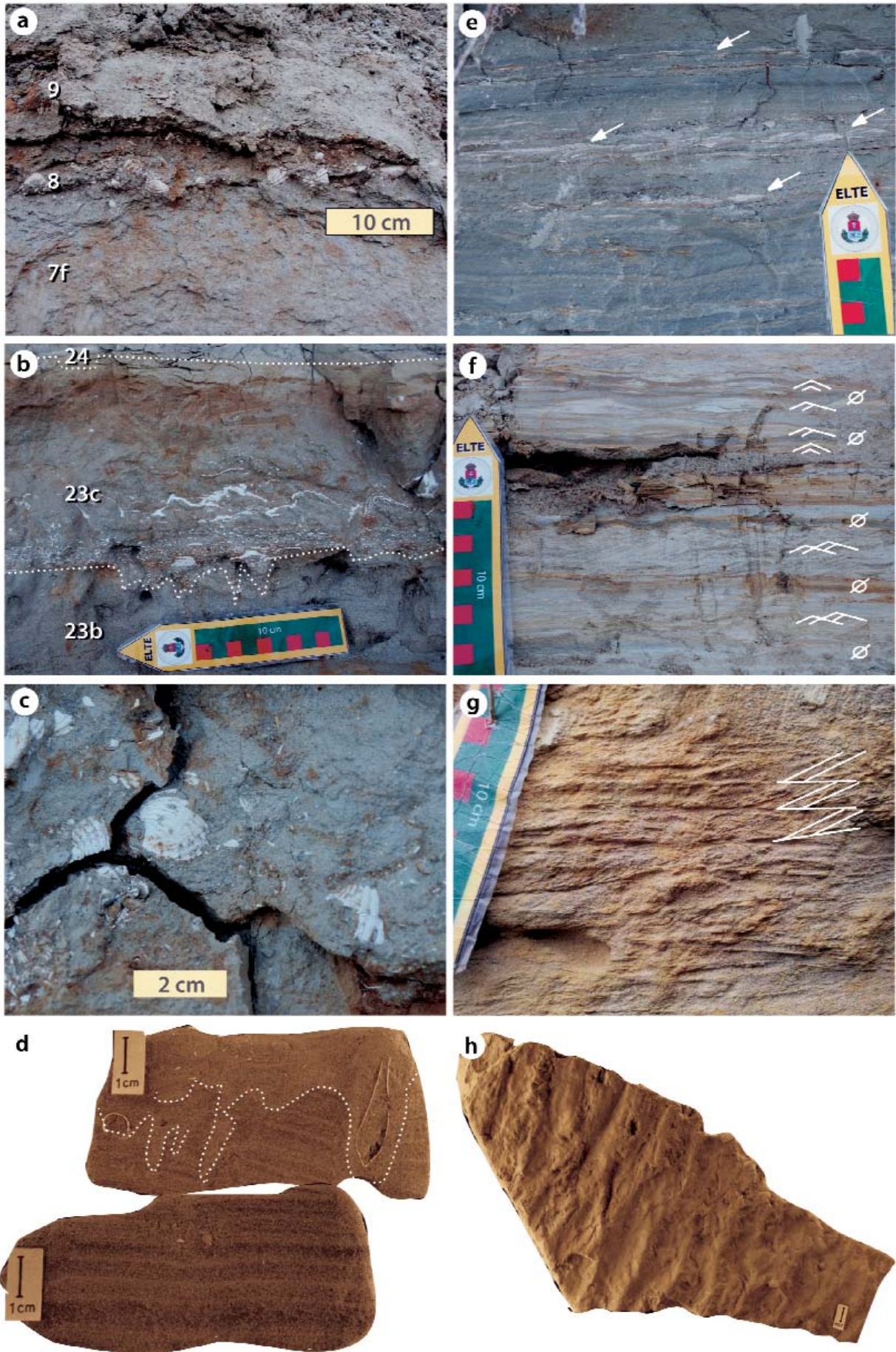


3. ábra. A tihanyi, Fehérpart szelvénye rétegeinek kumulatív szemcseméret eloszlása. Minél meredekebb a görbe, annál jobb az osztályozottság

Figure 3. Cumulative grain-size distributions of the Fehérpart strata. Steeper the curve better the sorting is

a módszert alkalmazhatónak ítéltük. A későbbiekben olyan helyen is alkalmazhatjuk a mérést, ahol részletesen észlelni nem lehet, ám a szelvény mentén a szemcseméret-változásokat, üledékciklusokat látni szeretnénk.

A fehérpartti rétegsorban a természetes gamma-aktivitást — melyet az egy másodperc alatt beérkezett beütésszám-



←4. ábra. Tömeges, lumasellaszerű puhatestűhéjak a 8. (a) és a 23. (b) rétegben. c) *Lymnocardium apertum* és *L. decorum* töredékek a 21. rétegből. d) Beásott *Dreissenomya* a 3. réteg siklemezesei homokjában. e) Néhány mm vastag homoklencsés aleurit. f) Aszimmetrikus kissé kúszó és szimmetrikus keresztlemezes finomszemcsés homok aleurittal váltakozva (23. réteg) állóvizet, áramló és hullámzó vízmozgást jelez. g) Az aprószemcsés keresztlemezes homok a 18. rétegben tartósabb egyirányú áramlás terméke. h) Réteglapon megőrződött hullámfodrok a 9. rétegből

←Figure 4. Accumulation of mollusc shells and shell hash in bed 8 (a), and 23 (b). c) *Lymnocardium apertum* and *L. decorum* fragments in bed 21. d) Burrow with *Dreissenomya* in horizontally laminated bed 3. e) Siltstone intercalating with mm-thin sand lenses and stripes. f) Asymmetrical and symmetrical cross-laminated very-fine sand in bed 23 indicates alternations of still water, currents and wave agitation. g) Asymmetrical cross-lamination in bed 18 points to unidirectional currents. h) Wave ripples on surface of bed 9

ként kaptunk — kézi gammaszpektrométerrel mértük (Exploranium, GR-135), szelvény mentén 10 centiméterenként, mérési pontonként 30 másodpercig. Ezzel a terepi mérési körülményekből adódó hibát olyan kicsire csökkentettük, hogy biztosak lehetünk abban, hogy a beütésszám változását a kőzetminőségi változások okozták. A rétegsor és beütésszám korrelációja a 2. ábra b részén látható. A beütésszám kicsi a homokrégeknél és nagyobb a kálium- és tóriumtartalmú agyagos rétegeknél, különösen a szenes rétegeknél, ahol valószínűleg dúsul az urán. Minden ciklushatáron, ahol szenes agyagra aleurit települ, csökken a beütésszám.

Az ugyanazonokon a szakaszon végzett ismételt mérések vagy megegyeznek, vagy kis eltéréssel párhuzamosan futnak. A mért értékek abszolút értékében egyéb eltérést a feltárás falának nagyobb kiszögellései vagy éppen a szelvény letisztításával létrejött mélyedés okozott, ám a változások tendenciája jó egyezést mutat a rétegszloppal. A legnagyobb beütésszámokat éppen a 20–25. réteg hosszú agyagos intervallumában mértük, míg alatta a beütésszám csökken, a litológiai trendnek megfelelően váltakozóan kisebb-nagyobb értékeket kaptunk.

Karbonáttartalom

A szelvény homok- és aleuritrétegeinek átlagos mésztartalma viszonylag egyveretű (2. ábra, b): 14–25% között változott a szelvény alsó részében (1–7. rétegek), míg a 8–18. rétegek között kissé nagyobb, 20–35% mésztartalom volt mérhető, kivéve a szenes agyag rétegeit (11., 13. rétegek), amelyekben a karbonáttartalom csupán 1–2%. A szelvény felső harmadában (20–26. rétegek) az aleurit mésztartalma ismét kevesebb, bár felfelé némileg nő (13–25%).

A minták karbonáttartalma főképp az aleurit és homok kalcit- vagy Mg-kalcit tartalmú kötőanyagából származott. Kiugró értéket csupán két rétegben tapasztaltunk. A 19. réteg alsó része dolomitos márga, melyben a dolomit mennyisége 45,3% (!), amit a derivatográfiai vizsgálatok is alátámasztottak. A 22. rétegben pedig a nagy mennyiségű összetört molluszkahéj jelenléte okozhatta a 40% körüli értéket. Összeségében a szemcseméret ciklikus változása nem mutat korrelációt a karbonáttartalom ingadozásával.

Derivatográfiai vizsgálatok

A minták jellemző agyagásványai az illit és klorit. Egy mintában (19. réteg) montmorillonit is előfordult. Kaolinitre utaló termikus effektus minden mintánál megfigyelhető volt. Mindez az üledék korábban becsült ca. 200 m-es minimális betemetődésénél jóval nagyobb eltemettségére vagy hőhatásra is utalhat (cf. LANSON et al. 2002). Azonban az adatok pontszerű jellege miatt ez nem vizsgálható, hiszen további néhány 100 m-es betemettség hatása nem mutatható ki, az 1000 m-t meghaladó pedig gyakorlatilag kizárható, hiszen a potenciális fedőnek, akár deltasíksági, akár alluviális síksági lerakódással számolunk, a fedő pilocén bazaltvulkánosság előtt le is kell pusztulnia (CSILLAG et al. 2010). További vizsgálatok hiányában az agyagásvány-tartalomról messzemenő következtetések nem vonhatók le, mert az agyagásványok egy része biztosan átülepített, a Pannon-tavat övező idősebb üledékes kőzetek lepusztulásából származhat (VICZIÁN 2002).

Fáciések, fáciességűtessék

Keresztrétegzett homok

A szelvény alsó szakaszán 5 m vastagságban keresztarétegzett homok volt valaha megfigyelhető (2. ábra b: 1 abc rétegei). Az eredeti MÜLLER & SZÓNOKY (1990)-féle szelvényen finomszemcsés homokként szerepel, de ennek a keresztarétegzés megfigyelése ellentmond. A feltárásban ezzel azonos fácius további rétegek nincsenek, de a Tihanyi Formáció más feltárásaiban is ritkán fordulnak elő. Ahol találkozunk keresztarétegzéssel (pl. Balatonszentgyörgyön, Balatonakarattyán, M7 autópálya bevágásaiban, SZTANÓ et al. 2005; Fonyódon, NOVÁK 2006), ott rendszerint közép- vagy durvaszemcsés homok alkotja, mely sok feltépett agyagkavicsot, molluszkatörmelék, gyakori eróziós felszíneket tartalmaz. Bár a Fehérparton ilyen jelenségekről nincs információnk, biztos, hogy a rétegsor ezen szakasza csendes, egy irányba áramló közegből rakódott le. Folyóvízi eredetre utalhat benne a *Margaritifera flabellatiformis* („*Unio wetzleri*”) kagyló jelenléte is (MÜLLER & SZÓNOKY 1990, MÜLLER 1990).

Bioturbált, molluszkatörmelék homok

Vékonyak, ám ősmaradványtartalmuknál fogva jelentős a bioturbált molluszkahéj-törmelék homokrégek (pl. 2., 8., 21., 23. réteg; 2. ábra, b). A 2. réteg aprószemcsés homokjában „sorba rendezett”, lefelé fordított *Congeria balatonica* teknőket nagyobb erejű áramlás rendezhette el (5. ábra, a, b). Ez a réteg tartalmazza a feltárás legszínesebb puhatestű faunáját, a Dreissenidae család féltucatnyi és a Cardiidae család mintegy tucatnyi fajával és jelentős csigafaunával (MÜLLER & SZÓNOKY 1990). Az áramlások távolabbról nemcsak ősmaradvány-töredékeket, de feltépett agyagkavicsokat is szállítottak (4. ábra, b). A homokrégek talpán kisméretű terhelési szerkezetek is megfigyelhetők voltak, melyek egyértelműen viszonylag gyors és folyamatos ülepedésre, és a tömörödés időszakos „lemaradására”

engednek következtetni. Ugyanakkor az áramlások teremtette homokos aljzat kedvező életteret biztosított az inbentos puhatestűek számára. Többek között *Dreissenomya* népesítették be az összemosott homokot és felszínét (4. ábra, d).

A 8. réteg gyengén osztályozott középszemcsés homokjában összesodort héjakon (*Lymnocardium*, *Congerina*, *Unio*, *Viviparus*, 4. ábra, a) kívül szintén kimutathatók molluszkák járatai is (5. ábra, c). Hasonlóképp a 18., 21. rétegben is megfigyelhető beásó állatok életvékenysége, majd a járatok felhagyása és durvább üledékkel való feltöltődése. A 23. réteg rosszul osztályozott homokjába szintén áramlás hatására molluszkahéj-töredékek és héjak ágyazódtak be (4. ábra b, 5. ábra, d). A nagyobb héjak belsejében — mint egy „csészében” — gradáció is megfigyelhető volt. Ezek a rétegek is gazdag molluszkafelhalmozódásokat rejtnek. Megtartási állapotuk és a különböző élőhelyekről származó genusok keveredése egyaránt az összemosott helyzetet jelzik.

Bioturbált molluszkatörmelékes homokról, benne nagy mennyiségben többek között *Congerina balatonica* és *Lymnocardium decorum* maradványokról számolt be VITÁLIS (1908) a Fehérpart legfelső részéről, kb. 10 m-rel a négy szenes agyagos réteg felett. Ezek a rétegek ma már sajnos nincsenek feltárva.

Masszív vagy lencses rétegzésű szürke aleurit

Az intenzív, de feltehetőleg viszonylag rövid ideig tartó vízmozgással keletkezett molluszkás homokrétet minden esetben a fácies jelentős változása, szerkezetmentes, vagy lemezesnek ható aleurit ülepedése követi kisebb-nagyobb vastagságban. Ezen rétegek nyugodt, vízmozgásmentes időszakokat jeleznek.

Felfelé haladva az aleuritos rétegekben egyre nagyobb vastagságban és gyakorisággal találunk sík- és keresztlemez homokbetelepüléseket (4. ábra, e, f). Ahol ezek vastagsága csupán mm-es, ott hat az aleurit lemezesnek, noha valójában csak a kissé durvább szemcseméretű anyag megjelenése teszi tagolttá az üledéket. Néhol molluszkafélteknők és homok szemmagyságú molluszkahéj-törmelék lencses, „fészekszerű” összesodródása tapasztalható (5. ábra, e).

Keresztlemez finom-, aprószemcsés homok

A felfelé következő rétegekben megjelenik a szimmetrikus (pl. 7a réteg, 2. ábra b) és az aszimmetrikus keresztlemezesség (7c, 7e rétegek). Előbbi hullám-, utóbbi áramlásfodrok kialakulását mutatja. A 9. réteg keresztlemezessége hullámzás és áramlás együttes hatására keletkezhetett (4. ábra, h). Ugyancsak kombinált erőhatásra és folyamatosan utánpótlódó homokot szállító áramlásra utal a 23. rétegben megfigyelhető kúszó keresztlemezesség, melynek rétegfelszínét a vízmozgás leállása előtt szimmetrikussá formálta a hullámzás (4. ábra, f).

A 3–7. rétegekben, illetve a 9. és a 12. réteg alsó szakaszán felfelé haladva egyre gyakoribbak, fejlettebbek és

jobban elkülöníthetők az időszakos csendes, vagy akár sebes áramlásra utaló jelek. A 3. réteg síklemez homokjában *Dreissenomya* életvékenység nyoma, azaz v-alakú kis mélyedéseik, sőt eredeti helyzetben betemetett példányaik is előkerültek (4. ábra, d). Ezt a jelenséget sok helyen lehet észlelni, hasonló fáciesű, agyaggal váltakozó vékonyka pannon-tavi homokokban, így a Somlói Formáció egykori szép feltárásában Budapest–Kőbányán (MAGYAR et al. 2006), vagy a Tihanyi Formáció rétegeiben pl. a balatonszentgyörgyi téglagyári rétegsorban (SZTANÓ et al. 2005).

A 24. réteg aleuritjában megfigyelhető a homogénre bioturbált, a lemezes elválású és a homokzsinóros-lencses rétegződésű szakaszok váltakozása, utóbbiban sok az elszórt apró molluszkahéj-töredék is (5. ábra, d). Mindezek összességében a ma feltárt rétegsorban legtovább fennálló nyugodt vízi, ritkán vízmozgással megszakított állapotot jelzik. A 24. réteg legfelső része sajnos nem közelíthető meg, bár színéből ítélve homoktartalma felfelé növekedhet, ahogy azt MÜLLER & SZÖNOKY (1990) szelvénye is jelzi.

Középszemcsés homok

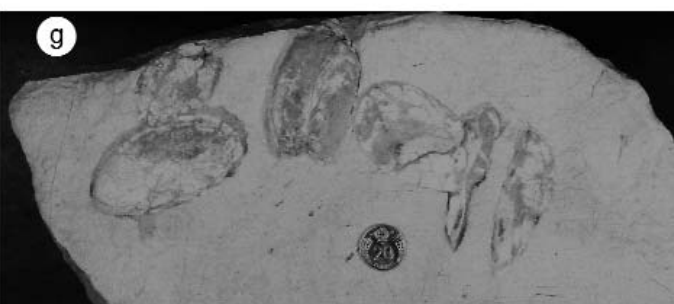
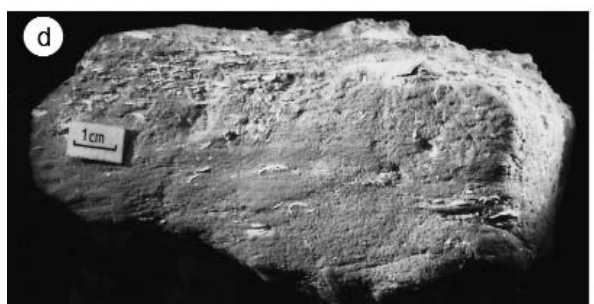
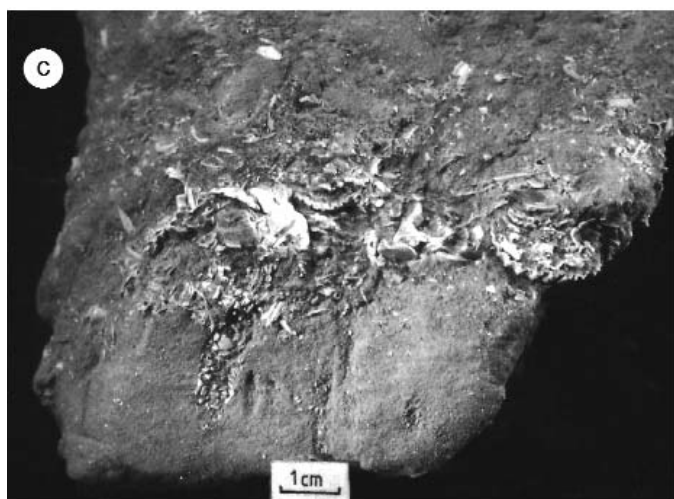
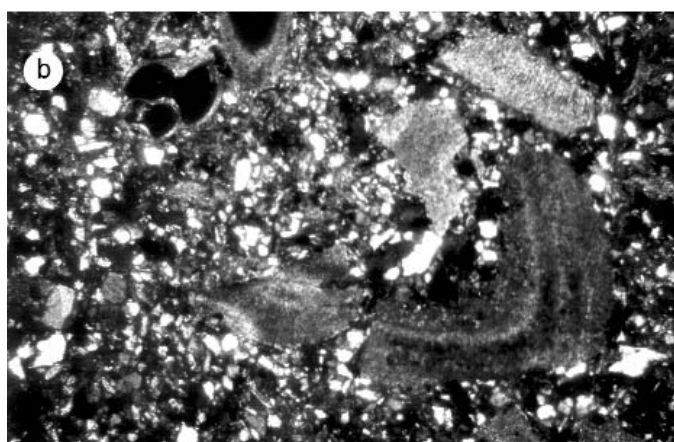
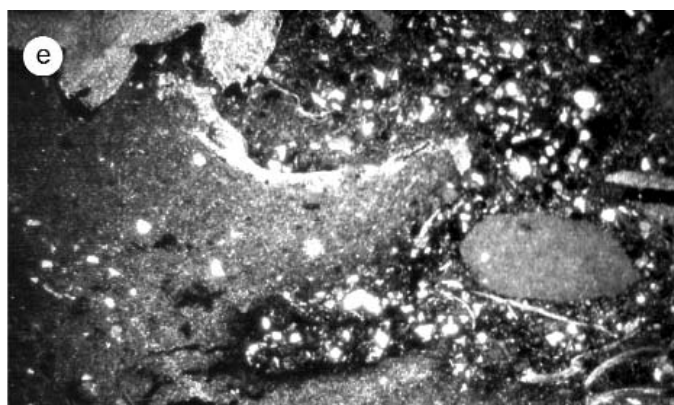
Keletkezési körülményeiről nem sokat árul el a rétegsorban két helyen (9. és 12. rétegben) előforduló jellegtelen, szerkezetmentes, gyengén osztályozott középszemcsés homok. Általában éles eróziós felszínnel települ az alatta fekvő keresztlemez homokra, és szervesanyagban gazdag, meszes, rögös vagy tarka agyag követi. Csupán szemcsemérete, a fáciesegyüttesben elfoglalt helyzete és a többi magasparti feltárásban megfigyelhető hasonló rétegek alapján tételezhetjük fel, hogy kisebb medrek kitöltése lehet.

Huminites agyag – tarkaagyag

A rétegsor középső harmadában gyakoriak a rögös elválású, szürke-sárga tarka és a sötétszürke huminites rétegek (11., 13., 15., 17., 19. rétegek a 2. ábra b részén). Osztályozottságuk rossz, az agyagba homok, aleurit keveredett, hajdani gyökerek nyomai is megtalálhatók a kőzetben (5. ábra, f), valamint a szervesanyagban dúsabb részek között mészfelhalmozódás is megfigyelhető (lásd a karbonátgörbe maximumait). Ezekhez rendszerint édesvízi és szárazföldi csigák (*Lymnaea*, *Radix*, *Planorbarius*, *Anisus*, *Gyraulus*, *Ancylus*, *Vertigo*, *Gastrocopta*, *Trichia* stb.) és emlős-maradványok megjelenése is tartozik. NAGY-BODOR & SZUROMI-KÖREZ (1989) szerint a tarkaagyagokban alacsony

→ 5. ábra. a) Összemosott *Congerina balatonica* teknők a 2. rétegben. b) Üledékkel kitöltött puhatestű héjak csiszolati képe, c) Összesodort héjak és puhatestű passzív kitöltésű járata a 8. rétegben. d) Áramlás által lerakott héjak a 24. rétegből. e) Héjtöredékes, bioturbált agyagos aleurit csiszolati képe, 24. réteg. f) A 19. réteg szenes, györkérnyomos tarka részei. g) Anodonták a 24. rétegből

→ **Figure 5.** a) Accumulation of *Congerina balatonica* shells in bed 2. b) Mollusc shells filled with sediment, thin section. c) Accumulation of shells and a passively filled burrow of a mollusc in bed 8. d) Shells deposited by streaming water, bed 24. e) Bioturbated clayey siltstone with shell hash, thin section, bed 24. f) The huminitic and variegated part of bed 19 with root prints. g) Shells of *Anodonta*, bed 24



sótartalomra (0–2 ezrelék) utaló kagylósrákafauna található, míg az összes többi fáciesben mezoalalin (2–16,5 ezrelék) formák jellemzőek. Növényi szervesanyag felhalmozódása több-kevesebb oxigén jelenlétében, időnként kiszáradó és talajosodó agyagos pocsolyákban történhetett.

A különböző arculatú homok- és agyagrétegek, melyek rendszerint képződésük fizikai körülményeiről árulkodnak, meghatározott sorrendben követik egymást. Ez a sorrend a fáciesegyüttes, mely immár az egykori környezet rekonstrukcióját is lehetővé teszi. A fáciesegyüttes általában egy vékony durvaszemcsés, molluszkatörmelékös homokrétteggel kezdődik, melyre lemezes vagy bioturbált aleurit települ. A rétegsor ezen részén sekélyebb vízi, akár édesvízből származó molluszkák keverednek viszonylag nyílt tavi formákkal. Felfelé haladva eleinte zsinórszerű, majd lencsés megjelenésű, egyre vastagabb keresztlemezes homokbetelepülések következnek, végül uralkodóvá válik az üledékszerkezetek sokféleségével jellemezhető finom-aprószemcsés homok. Erre következhet a masszív vagy keresztretegzett homok, melyet a huminites és tarka agyagok zárnak. Utóbbiban kizárólag édesvízi molluszkák fordulnak elő.

Üledékképződési környezetek

Üledékes fáciesek értelmezése

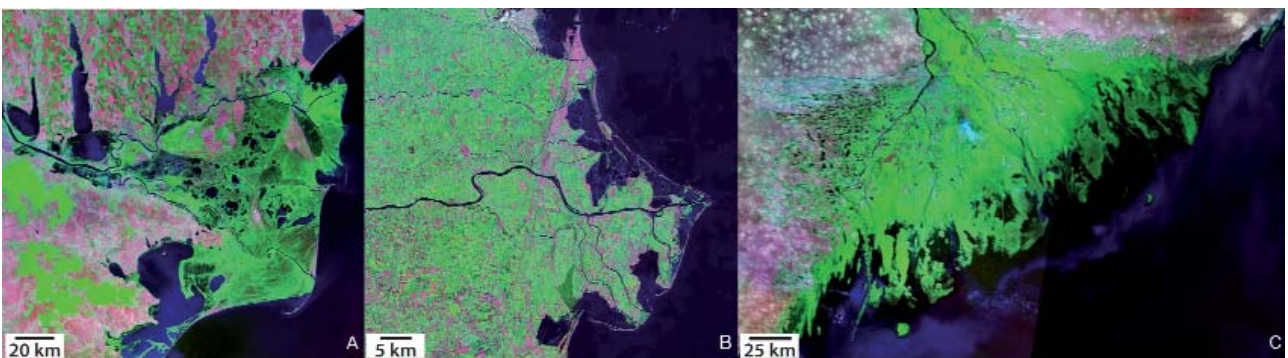
A rétegsorban szárazulati, valamint csendes, sekély vízü és hullámbázis közeli, mozgatottabb, változó energiaszintű környezet üledéktípusai váltakoznak. A szelvény üledékszerkezetei, litológiája alapján két részre osztható: legalsó — ma már fel nem tárt — szakaszán (1. réteg) a keresztretegzett homok erősen áramló vízre utal, mely keletkezhetett ugyan a parthomlokokon, mégis valószínűbb a több méteres összvastagság miatt, hogy partmelléki síkságra vágódó, mederszerűen összefogott áramlásról van szó.

A rétegsor további része ciklikus felépítésű. Ezek az üledékciklusok eróziós felszínnel (2. ábra, b; t1 ...t7-tel jelölve), s erre települ összerosott faunájú, bioturbált molluszkás homokkal kezdődnek. Ilyenek gyakran relatív

vízszintemelkedés során, az egyensúlyi partprofil eltolódása és a korábban lerakódott partközeli rétegek víz alatti eróziója révén keletkeznek (cf. VAN WAGONER et al. 1990; HAMPSON & JOEP 2003, CHARWIN et al. 2010). Ez magyarázza az itt található „*Congeria balatonicás*” faunaegyüttes ökológiailag vegyes jellegét, ám a benne található sokféle szívka (Cardiidae család) egyértelműen megerősíti a nyílt, sekélyvízi állapotok kialakulását.

A vízszintemelkedést az is jelzi, hogy a bioturbált molluszkás homokra mindig a legaleuritosabb, legkevesebb homokbetelepülést tartalmazó rétegek következnek. Ezek hullámbázis alatti vízmélységben — ami a Pannon-tóban csupán néhány méter lehetett —, nyugodt körülmények között ülepedtek, míg a bennük található bioturbált vagy keresztlemezes finom- és apróhomokbetelepülések viharok, a betorkolló folyók áradása során halmozódtak fel. Ahogy a rétegsorban felfelé növekszik a homokbetelepülések vastagsága és gyakorisága, ahogy megjelenik a szimmetrikus keresztlemezesesség, úgy gondolhatunk a környezet általános sekélyebbé válására, immár a hullámbázisnál kisebb vízmélységre. Ugyanakkor kifejezett hullámveréses, hullámtöréses parthomlokparti folyamatokat jelző fizikai vagy biológiai szerkezetek nem fordulnak elő. Ennek lehetne oka a következő üledékciklust bevezető víz alatti erózió vagy általános szárazulati erózió, ám mindkét esetben a fedő huminites vagy tarka agyagnak is le kellett volna pusztulnia. Az erős vízmozgatottságú partközeli rétegek hiánya sokkal inkább azt jelzi, hogy a sekélyebbé váló vízben felhalmozódó üledékciklusok vagy erősen tagolt part mentén, vagy a hullámveréstől elrekesztett, védett öblökben alakultak ki (cf. 6. ábra).

A ciklusok legfelül mészfelhalmozódásos, rögös, tarka, illetve huminites rétegekkel zárulnak, melyek már szárazulati körülmények között keletkeztek. A további folyamatos sekélyülés nyomait a szárazulatra lépéssel megnövekvő gyakoriságú csekély mértékű erózió is eltüntethette. A ciklusok felső részére az *Unio*, *Viviparus* vagy *Theodoxus* megjelenése jellemző, melyek szintén az édesvízi-mocsári körülmények meglétére utalnak. Ezek vízínövényekkel benőtt lagúnákban, illetve a partmellék öbleinek feltől-



6. ábra. Sekély vízü, kis energiájú tengerpartra érkező, folyóbeszállítás uralta deltasíkságok: a) Pó, b) Duna és c) Volga (ORGEL 2010). A morfológiai különbségek ellenére az ágak közti öblök mindhárom esetben védett, ám a tengerrel/tóval összeköttetésben álló lokális üledékgyűjtők

Figure 6. Satellite images of input-dominated delta-plains in shallow-water low-energy recipient basins: Po (a), Danube (b) and Volga (c)(from ORGEL 2010). Despite of morphological differences, interdistributary bays are local sediment traps connected to marine/lacustrine waters

tésével kialakuló mocsaras területen élhettek.

A fentiek alapján a fehérpart-i rétegek a kisebb elöntések révén kialakuló deltasíksági öblökben jöhettek létre (cf. 6. ábra). A csupán néhány méter mély öblök a deltasíksági lebenyek és a mederhálózat előrehaladása révén feltöltődtek. Az ismételt elöntések — akár klimatikus okból emelkedő tószint, akár kompakció révén bekövetkező autociklikus folyamatok hatására (cf. PHILLIPS & BUSTIN 1996, AMOROSI & MILLI 2001) — könnyen visszaállították a vízzel borított állapotot. Egyes üledékciklusok a deltasíkság alsó, mások inkább annak felsőbb részén jöhettek létre. A két terület fő különbsége a vízzel borítottság mértékében és időtartamában rejlik: az alsó deltasíkság üledékciklusaiiban a nyugodt és mozgatott vízre utaló fáciesek uralkodóak, míg a felsőn a medrek és mocsarak üledéke a vastagabb (READING & COLLINSON 1996, FIELDING 1987). A fehérpart-i rétegsorban nincs jele a deltarendszer végső továbbhaladását mutató tartósabb szárazulati térszín vagy alluviális síkság kialakulásának.

Ciklusrétegtani értelmezés

A Fehérpart szelvényében megfigyelt ciklusok létrejöttét kisebb vízszintemelkedés vezeti be, melyet az üledékképződési környezet mélyülése, transzgresszív felület kialakulása (t1...t8, 2. ábra, b) jelez. Ezután a kitölthető tér gyarapodásának ütemét meghaladó üledékbehordás következtében feltöltődés, azaz normál regresszió ment végbe (cf. CATUNEANU 2006). Így rakódott le egy-egy pannon-tavi paraszekvencia. Ilyen — feltehetőleg ötödrendű — vízszintingadozás vezérelte ciklusból 7–8 alakult ki a szelvény kb. 30 m vastag szakaszán.

A feltételezett meder feltöltődését követően maga a kimélyülés (transzgresszió) az első paraszekvenciában az agyagos 5. rétegben (2. ábra, b) érhet el maximumát, ezt követi a regresszió. Az első paraszekvencia legalább 8 m vastag, majd fokozatosan egyre vékonyabb, 4, 3 és 2–2 m-es paraszekvenciák következnek. Ez azt jelzi, hogy ciklusonként egyre kisebb volt a kitölthető tér gyarapodása, azaz lassult a relatív vízszintemelkedés. Ezzel párhuzamosan az egymást követő kisciklusokban egyre csökken a hullámbázis közeli és egyre növekszik a szárazulatot jelző fáciesegyüttesek aránya. Ez a két jelleg együtt egy 5 ciklusból álló progradáló paraszekvencia sor (t1–t6 felületek között, 2. ábra, b) és ezzel nagyvízi rendszeresség azonosítását teszi lehetővé. Az első paraszekvencia alsó 3 métere képviselheti a megelőző transzgresszív rendszer-egységet.

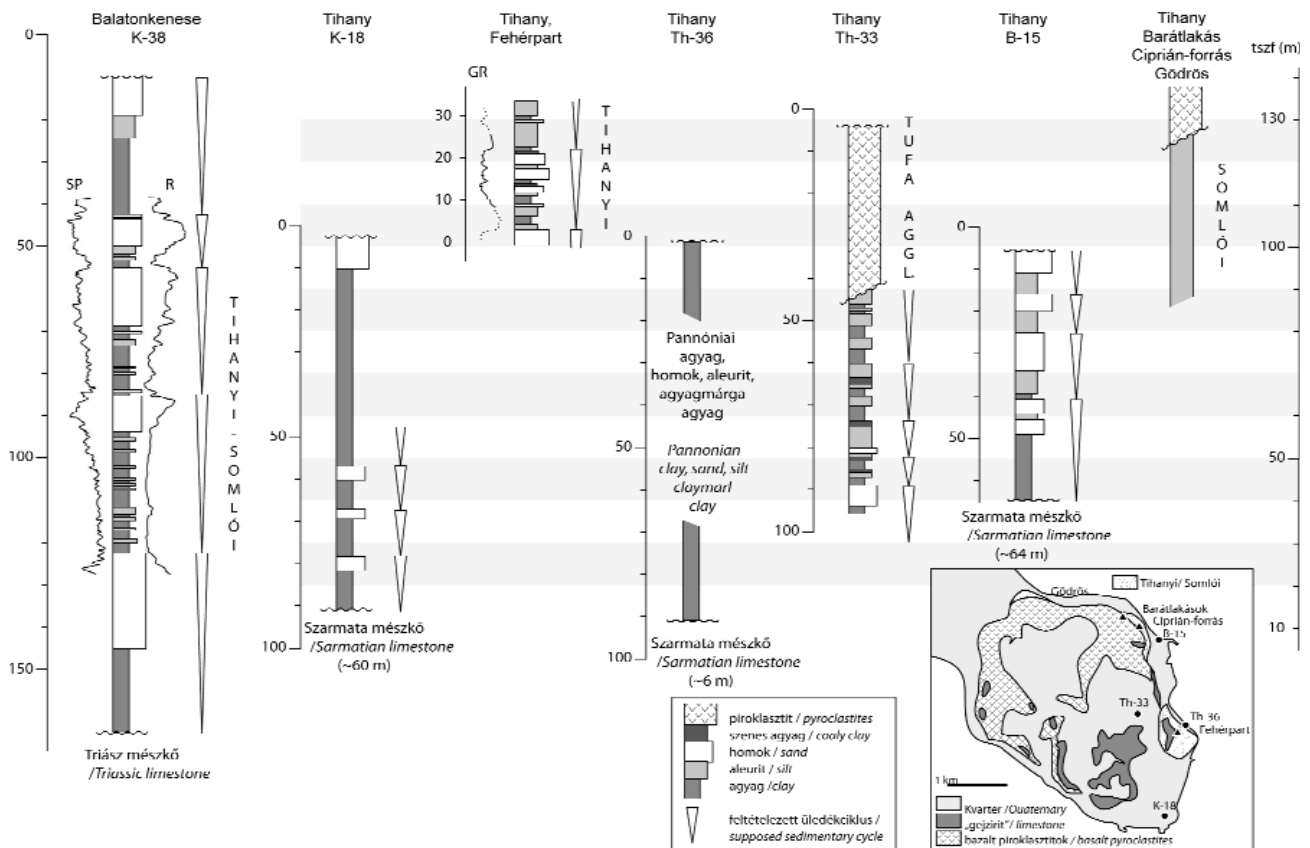
A t6 elöntéssel ismét vastag, nyíltvízi képződésű rétegekből felépülő paraszekvencia jött létre, mely a part hátralépését, az előzőeknél jelentősebb elöntését bizonyítja. További paraszekvenciák hiányában ennyiből nehéz bizonyossággal állítani, hogy egy újabb, immár transzgresszív rendszeresség vette kezdetét. Ha azonban VITÁLIS (1908) adatait, azaz a feltárás legfelső 10 méterében visszatérő nyíltabb vízre utaló faunát is figyelembe vesszük, mégis ez a legvalószínűbb. Az ő megfogalmazásában a „ ...

négy (szenes) agyag réteg az elegyes víz kiedésedésére vall, ámde ez még ... nem végleges kiedésedés, ... mely után újra túlsúlyra jut az elegyes víz, s a VIII. réteg temérdek Congeria balatonicaja ebből rakódik le”. Ha a fentieket elfogadjuk, akkor a t6 elöntési felület egyben szekvenciahatár is, hiszen ahol sem erőltetett regressziós rendszer-egység, sem kisvízi völgykitöltés nem fejlődött ki, ott a nagyvízi és transzgressziós egységek határa egyben a következő szekvencia kezdete is (cf. POSAMENTIER et al. 1988, Van WAGONER et al. 1990, CATUNEANU 2006). Egyetlen szelvény elemzéséből ez a szekvenciasztratigráfiai következtetés vonható le. Ennek további következményeit, illetve beillesztését a Pannon-tó szekvenciasztratigráfiai beosztásába egy későbbi fejezetben tárgyaljuk, akárcsak azt, hogy ezeket a néhányszor tíz méter vastagságú ciklusokat miért tekintjük negyedrendűeknek.

A t1 elöntési felszíntől a t6-ig (2. ábra, b) progradáló paraszekvencia sor a Fehérpart feltárásában mért természetes gamma görbén egy 19 m vastag felfelé durvuló sorozatként látszik. A Fehérpart szelvényét a Balaton környéki vízkutató fúrások lyukgeofizikai görbéivel azonos léptékben ábrázolva és azokkal összevetve (7. ábra) megfigyelhetjük, hogy 3–4-szer ismétlődve 15–30 m vastag, felfelé durvuló üledékciklusok építik fel a Somlói/ Tihanyi Formációkat. Ezek a nagyobb egységek a kb. 15–30 m mély partközeli vízbe épülő deltalebenyek rétegsorai a prodeltától a deltasíkságig (cf. AMOROSI & MILLI 2001, CORREGGIARI et al. 2005). egymásra településük és vastagság-változékonyságuk egyik oka az ismételt bekövetkező vízszintemelkedés, valamint a lebenyek egyenletes térkitöltést eredményező autociklikus vándorlása. Azt, hogy a Tihanyi Formáció valóban deltaüledék, mindennél jobban bizonyítja a Balatonon mért nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken megfigyelhető geometria.

Szeizmikus architektúra értelmezése

Az utóbbi két évtizedben a Balatonon intenzív nagy- és ultranagy felbontású szeizmikus kutatás zajlott (CSERNY & CORRADA 1989a, b; SACCHI et al. 1998; CSERNY et al. 2004; SZTANÓ & MAGYAR 2007; HORVÁTH et al. 2010; TÓTH et al. 2010). Az 1993-as és 2005-ös mérések néhány publikált szelvénye (LW-5 és L-6, SACCHI et al. 1998; HORVÁTH et al. 2010, illetve BAL-01, TÓTH 2009) — bár eredeti értelmezésükkel nem mindenben értünk egyet — kitűnően illusztrálja a Tihanyi (és Somlói) Formáció delta természetét. Ezek a szelvényeken a szarmata mészkő feletti pannóniai összlet két részre osztható (8. ábra). Az alsó nagyamplitúdójú, kissé szétnyíló reflexiócsomag az aljzatra rálapolódással települő agyagos képződményeket képezhetett le (véleményünk szerint nem a litológiai heterogén ooidos, bioklasztos mészkő képét látjuk), majd felette kb. 25–50 ms, azaz mintegy 20–40 m vastag üledékoszlopnak megfelelő klinoformok figyelhetők meg Tihanytól mind keletre, mind nyugatra. SACCHI et al. (1998) felismerték, hogy ez a geometria a deltaépülés sajátja, és a képződményeket Gilbert-deltaként értelmezték. A Tihany közelé-



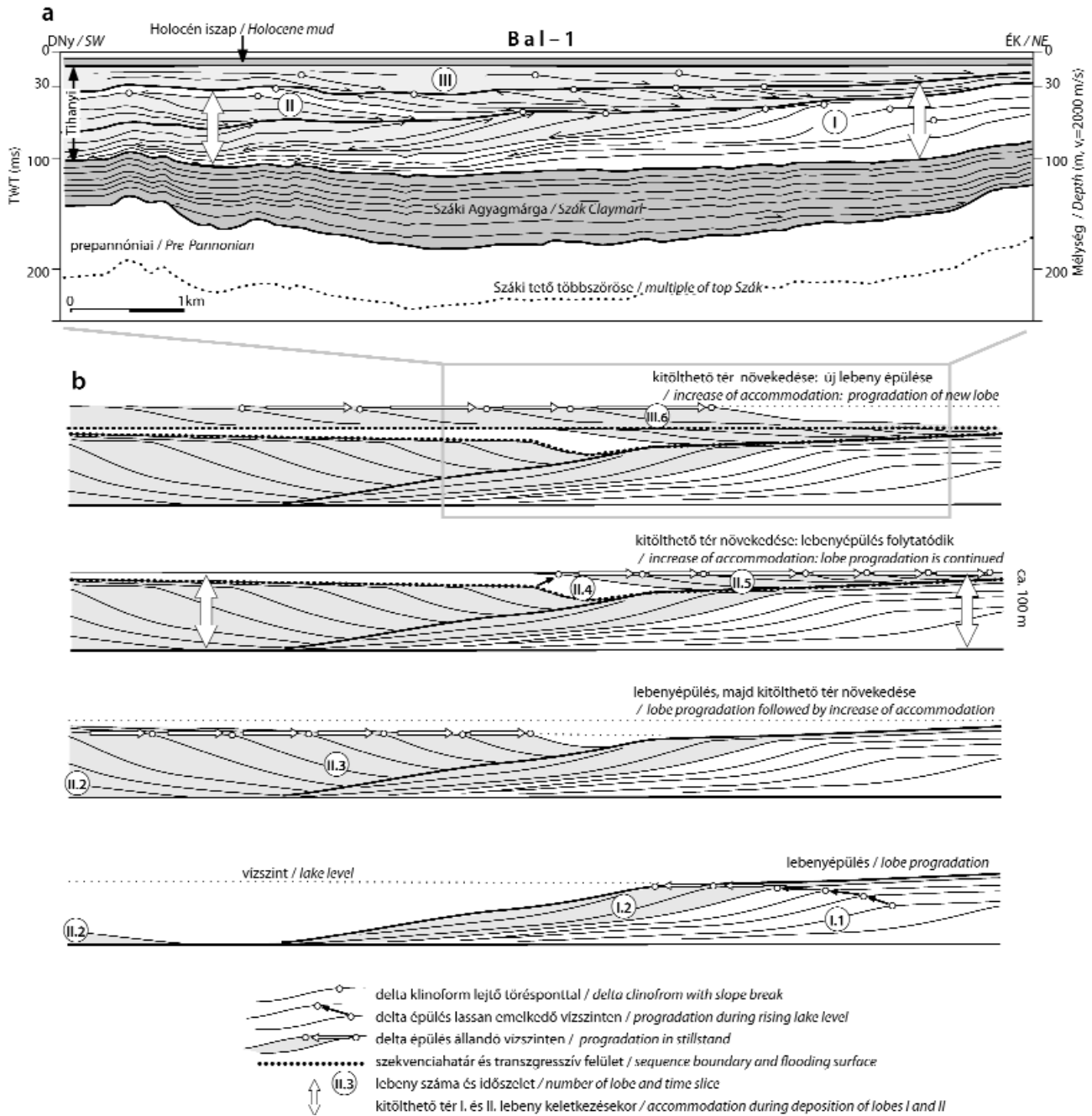
7. ábra. A Balatonkenese K-38, valamint tihanyi fúrások kútkönyvi adatokon alapuló vázlatos rétegsora, karotázsa és a Fehérpárt egyszerűsített szelvénye. Mindegyik rétegsor jellemzője a 10–30 m vastag felfele durvuló üledékciklusok jelenléte. A térképkivágat BUDAI et al. 1999-ből

Figure 7. Simple lithological and wire-line logs (based on well-book data) of Tihanyi and Balatonkenese wells and the Fehérpárt section. Note the 15–30 m thick, upwards coarsening successions in all profiles. Insert is from the map by BUDAI et al. 1999

ben, attól keletre mért BAL–01 szelvényen látható alsó progradáló sorozat esetében kifejezetten a Kállai Formációnak a Tapolcai-medencében felszínen feltárt meredek lejtőjű, durva hordalékú deltáit tekintették analógiának (HORVÁTH et al. 2010). A Gilbert-deltákra azonban rövid, meredek front jellemző, s valóban a Tapolca melletti billegi vagy épp Sopronhoz közel a puszpusztai kavics-homok anyagú Gilbert-delták lejtője 25–30 fok dőlésszögű, a lejtő horizontális kiterjedése csupán 20–40 m (ROSTA 1993, SZTANÓ et al. 2010). Ezzel ellentétben a balatoni szeizmikus szelvényeken leképezett delták egészen mások: kőzettanilag aleurit és aprószemcsés homok váltakozásából állnak, lejtőjük lapos, mindössze néhány fokos és kilométer hosszúságú, ezért csak a jelentősen túlmagasított szeizmikus szelvényeken ismerhetők fel. Az egyes klinoformok magassága (8. ábra) ugyanakkor tökéletes nagyságrendi egyezést mutat a Balatont környező fúrások felfele durvuló ciklusainak vastagságával (7. ábra, SZTANÓ & MAGYAR 2007), és egyben a delta kiépülésekor fennálló vízmélységet is tükrözi.

A BAL–01 szelvényen egymás fölött három, eltérő irányba vándorló klinoformsorozat található (8. ábra). Az alsó kettő egyértelműen, a legfiatalabb csak a szelvény középső harmadában, lapos szögben látszik. A klinoformok látszólag DNY-i és ÉK-i dőlése áldőlésben tár elénk olyan előrépülő deltasorozatokat, melyek tényleges vándorlási

iránya legfeljebb 90 fokban különbözik egymástól, egy kb. Ny-ról K-re épülő lebeny ÉK-i szárnyát és egy É-ről D-re épülő lebeny DNY-i szárnyát láthatjuk. Ezt az értelmezést megerősíti, hogy a merőleges szelvényeken kizárólag délies áldőlésben láthatók ugyanezek a felületek (TÓTH 2009). Figyelmesen szemlélve az alsó egységben (I) keleten vízszintesből lejtőssé hajló szigmoidális, majd nyugat felé látszólag eróziós felszín alatt fellapolódással végződő klinoformokat látunk. Erre települnek a nyugati oldalon a középső sorozat (II) ellenkező irányba dőlő klinoformjai. A szigmoidális klinoformok tetőrésze az egykori vízszintet jelzi. A középső delta (II) tetőrésze — noha a posztpannóniai redőződés mindkettőt kissé deformálta — az alsóval (I) egy szintben van, kb. 30 m-nál. Ebből az következik, hogy a két idősebb deltalebeny egymásra településéhez nem szükséges időközben bekövetkező vízszintemelkedést feltételeznünk. A keleti torkolat legalább 10 km-rel nyugatabbra helyeződése okozhatta a II. lebeny rálapolódását az I-re. A két torkolat részben lehetett egykorú, majd a keletibbi forrásának megszűnésével teljesen a nyugatabbi (vagy egy, a vizsgált területtől messzebb eső harmadik) vehette át a szerepét. Az egymást váltó deltalebenyekre — ugyanakkora tér- és vastagságbeli nagyságrendben — a Pó kapcsán számtalan gyönyörűen dokumentált példa ismert (CORREGGIARI et al. 2005). Geológiai időskálán ezek egykorúaknak tekinthetők, ezért HORVÁTH et al. (2010) véleményével



8. ábra. BAL-01 nagyfelbontású szeizmikus szelvény (TÓTH 2009 alapján) vonalas rajza (a) és a lebenyek képződésének szekvenciaretegtani modellje (b). Az aljzat egyenetlen felszínére a peremek fele kissé összetartó, erős, közel párhuzamos reflexiók képpel a Száki Agyagmárga települ. A tihanyi fúrások rétegsora alapján felette mindhárom progadáló sorozat a Tihanyi Formációba sorolható. Az I. lebeny épülése kissé gyarapodó, majd állandó vízszinten történt, mialatt vagy ezután a II. lebeny is folyamatosan épült a távolban. Az I. lebeny felhagyását követően a II. feltöltötte az I. szárnyán fennmaradó állandó, majd kissé gyarapodó kitölthető teret. A kis előtérés formálisan egy új szekvencia transzgresszív és nagyvízi rendszeregsége számára teremtett helyet. Nagyobb vízszintemelkedés csak a II. lebeny képződése után következett be, egy újabb szekvencia, a III. lebeny épülését eredményezve. Lebenyfelszínek nem szükségszerűen esnek egybe szekvenciahatárral

Figure 8. Line drawing (a; after TÓTH 2009) and sequence stratigraphic interpretation (b) of BAL-01 high resolution seismic section. The basement is overlain by the Szák Clay Marl represented by strong parallel, high amplitude, continuous reflections that converge towards the margins. The three progradational clinoform sets above them are assigned to the Tihanyi Formation based on the succession of Tihanyi wells. Lobe I prograded first in increasing, later in constant water depth, meanwhile lobe II was prograding as well off section. After lobe I was abandoned, lobe II continued progradation and filled available accommodation on the flanks of lobe I. Following minor increase of accommodation, lobe II overran lobe I generating a new sequence. Lobe III formed after a major lake-level rise, thus it comprises another sequence. Bounding surfaces of delta lobes do not necessarily create sequence boundaries

ellentétben ugyanabba a rendszeregségbe tartoznak. Külön szekvenciába csak a II. deltalebeny legfiatalabb, a kisebb relatív vízszintemelkedés utáni része sorolható (8. ábra). A legfiatalabb, klinoform geometriát mutató, felülről

a holocén talpi erózióval lenyesett deltasorozat (III) kialakulásához már nagyobb, a Pannon-tó vízszintjének legalább egy delta vastagságával (10–30 m?) megegyező mértékű emelkedése volt szükséges. Így az alsó két lebeny

és a legfiatalabb között egy transzgresszív felület húzódik, mely egyben szekvenciahatár is. A határ mentén nem bevágódó, hanem valószínűleg nagy területet érintő sekély mélységű erózió történhetett, melyet egyértelműen nem vízszintesítés okozott, hanem amelyet a transzgressziót kísérő víz alatti erózió számlájára írhatunk. Abban egyetértünk tehát HORVÁTH et al. (2010) véleményével, hogy itt egy szekvenciahatár húzódik, csupán annak genetikáját és medence-léptékű jelentőségét, harmadrendű voltát vitatjuk a rendelkezésre álló adatok tükrében (lásd később a szekvenciaretegtani fejezetet).

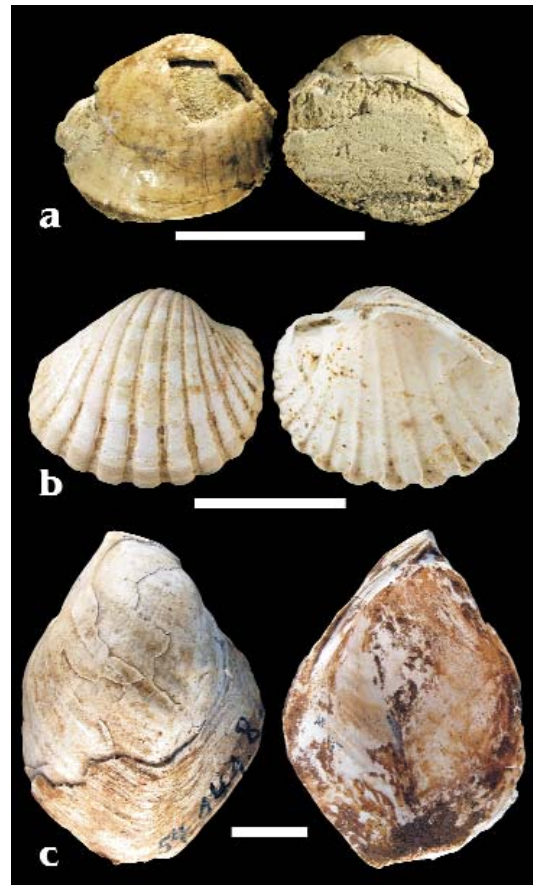
A tihanyi Fehérpart szelvényének kora

Biosztratigráfia

Puhatestűek

A fehérparti feltárás számos rétegéből tömegesen kerültek elő a *Lymnocardium decorum* (FUCHS) faj példányai (9. ábra). Ennek a formakörnek az időbeli morfológiai változásait korábban részletesen vizsgálta MÜLLER & MAGYAR (1992a, b), és úgy találták, hogy a radiális bordaközök egyre keskenyebbé válásával alakult ki a *L. decorum* fajtól a *L. serbicum*, majd a *Prosodacnomya carbonifera*. Ilyen zárt bordaközű példányokat a Tihanyi-félsziget délnyugati oldaláról is ismerünk: MÜLLER Pál vulkáni anyagba ágyazódott üledékes zárványban azonosította őket a Szarkádi erdőből (9. ábra). Mindezek alapján a fehérparti rétegsor (legalábbis annak a 24. rétegig terjedő része) a *L. decorum* zónába tartozik, de a félszigeten nyomokban már megvan a *Prosodacnomya* zóna felé való átmenet, amely viszont nem lehet fiatalabb, mint a vulkáni működés kezdete.

A fehérparti szelvény fekéjében helyezkednek el a tihanyi Gödrös rétegei (HALAVÁTS 1902, LÖRENTHEY 1905, VITÁLIS 1910). Ezeknek az ősmaradványtartalma már némiképp eltér a fehérparti rétegektől. Érdekes korrelációra adott lehetőséget STRAUZNAK egy rövid szövegközi megjegyzése (STRAUSZ 1953, p.): „Papp A. (1951) megemlíti annak lehetőségét, hogy a Pápa környékén talált *Congerina rhomboidea* var.” (STRAUSZ 1942) idősebb a *C. rhomboidea*-nál, ill. őse annak... Megemlíthetem még, hogy legújabbán VIGH G. a tihanyi Gödrös oldalon talált egy ugyanolyan (laposabb, kevésbé éles gerincű) *Congerina rhomboidea*-t, mint amilyenek a nyáradi példányok.” A VIGH Gusztáv által gyűjtött anyag egy-egy példányát sikerült megtalálnunk a Magyar Természettudományi Múzeum őslénytárában, illetve a zirci Bakonyi Természettudományi Múzeumban 54.141.8. leltári szám alatt (9. ábra). Ez a forma kétségtelenül a STEVANOVIĆ (1978) által leírt, majd 1980-ban újra ismertetett *Congerina praerhomboides* fajhoz tartozik. Ennek a fajnak a példányai Budapest–Kőbánya szublitórális agyagjából is ismertek; a közberétegzett vékony homokrétegek ott a fehérpartihoz nagyon hasonló litorális faunát tartalmaznak (MAGYAR et al. 2006). A kőbányai rétegsor uralkodóan fordított mágneses polaritást mutatott (LANTOS in MAGYAR



9. ábra. A rétegtani korreláció szempontjából fontos kagylómaradványok a Tihanyi-félszigetről. a) *Prosodacnomya carbonifera*, vulkáni anyagba ágyazódott üledékes zárványból, Szarkádi erdő; b) *Lymnocardium decorum*, Fehérpart 2. rétege; c) *Congerina praerhomboides*, Gödrös (Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, leltári szám: 54.141.8., gyűjtötte VIGH Gusztáv, 1951). A méretarány 1 cm

Figure 9. Fossil bivalves from the Tihanyi peninsula, playing important role in stratigraphic correlation. a) *Prosodacnomya carbonifera*, specimen found in a sedimentary inclusion embedded into volcanic material, Szarkádi erdő; b) *Lymnocardium decorum*, Fehérpart, Layer 2; c) *Congerina praerhomboides*, Gödrös (specimen of the Bakony Natural History Museum, Zirc, no. 54.141.8., collected by Gusztáv VIGH, 1951). Scale, 1cm

et al. 2006). A *C. praerhomboides* legújabbán Balatonfüzfő fölött, a Papvásári-domb oldalába mélyült feltárás aljáról került elő; a feltárás többi rétege a *L. decorum* zónába tartozik (KATONA 2004).

Emlősök

A fehérparti feltárás 19. rétegéből (2. ábra, a, b) előkerült egy rágcsáló fog, amelyet KORDOS (1987) az *Allospalax petteri* (BACHMAYER et WILSON) fajjal azonosította. Ugyanezt a fajt Sümegről, Gyepüfűzesről (Kohfidisch), Eichkogelről, és Nyárádról említi még (KORDOS 1989). Ez utóbbi faunákat az MN 10, illetve MN 11 emlőszónákba sorolják (l. pl. DAXNER-HÖCK 1996a, b; MÉSZÁROS 1999). Érdekes megemlíteni, hogy a nyáradi előfordulás ugyanarról a lelőhelyről származik, mint STRAUZNAK az előző fejezetben említett, a *Congerina praerhomboides* fajhoz tartozó, vagy ahhoz nagyon közeli leletei (STRAUSZ 1942).

A *Crusafontina kormosi* (BACHMAYER et WILSON) cic-

kányfaj fogának előfordulása a fehérparti szelvény 19. rétegében MN 10 és MN 13 közötti besorolást tesz lehetővé MÉSZÁROS (2008) szerint. Méreteit tekintve a fog a sümegi (MN 10) és tardosbányai (MN 12) formák közé esik. A faj előfordulása vizes erdei élőhelyet jelez (MÉSZÁROS 2008).

A tihanyi emlősleletek legvalószínűbben tehát az MN 11 zónába tartozhatnak.

Szervesvázú mikroplankton

A fehérparti feltárás 5. rétegéből írta le SÜTŐNÉ SZENTAI (2000) a *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellata fajt. A faj jelenlétével definiált Spiniferites tihanyensis zóna a korábban leírt Spiniferites validus és Galeacysta etrusca zónák (SÜTŐNÉ 1991) közé ékelődik.

Kérésünkre SÜTŐNÉ SZENTAI Mária megvizsgált egy mintát a Gödrös feltárásából is. Az összes mikroplanktonnak 20%-át tették ki a dinoflagelláták, amelyek között nem fordult elő a zónáció szempontjából fontos *Spiniferites* típus. A zöldalga fajok nagy száma és domináns egyed-száma alacsony sótartalomra utalt, ez lehetett oka a *Spiniferites* hiányának is.

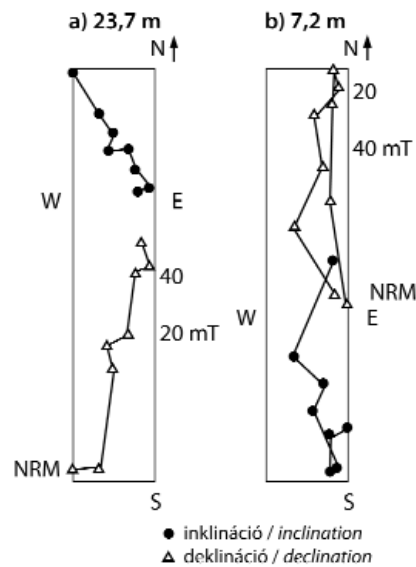
Magnetosztratigráfia

A száraz, mállott anyagot lefejtettük a feltárás felületéről, és az üde, nedves kőzetből rézkéssel vágtuk ki a kocka alakú orientált mintákat. Összesen 114 mintát gyűjtöttünk, a 2–25. rétegek között, a mintavételi távolság ~18 cm volt. A mintákat műanyag dobozba tettük és szigetelőszalaggal lezártuk.

A minták mágnesezettségét a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (jelenleg Magyar Földtani és Geofizikai Intézet) közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában mértük meg egy CCL gyártmányú kriogén magnetométeren, amelynek zajszintje 2×10^{-5} A/m volt. A természetes remanens mágnesezettség megmérése után 25 „pilot” mintát választottunk ki úgy, hogy azok mind a kőzettípusok, mind a mélység, mind a mágneses irány és intenzitás tekintetében reprezentatívak legyenek. A pilot mintákat váltótérben lépésenként lemágneseztük egy Schonstedt GSD–1 típusú egykomponenses váltótérű berendezéssel.

A mágnesezettség stabilitását és a mágneses irányok lemágnesezés során mutatott változását ortogonális lemágnesezési diagramok szemléltetik (10. ábra). A kevésbé stabil másodlagos mágnesezettség 15–30 mT lemágnesezés után tűnt el, és a mágnesezettség átlagosan 50 mT-ig volt stabil. A többi mintát két (három) lépésben, 15–30 (40) mT váltótérben mágneseztük le. Azokat a mintákat, amelyeknek nem volt stabil mágnesezettségük vagy nagy volt a mérési hibájuk, kihagytuk az adatrendszerből. Minden mintára meghatároztuk a stabil mágnesezettség vektorának komponenseit, majd a deklinációból és inklinációból minden pontra kiszámítottuk a virtuális földmágneses pólus (VGP) koordinátáit.

A 11. ábra a szelvény deklinációját, inklinációját, VGP szélességét, mágneses intenzitását és szuszceptibilitását



10. ábra. Ortogonális lemágnesezési diagramok a tihanyi Fehérpart szelvénynek két mintájából

Figure 10. Orthogonal demagnetizing diagrams from two samples of the Tihanyi-Fehérpart section

mutatja a mélység függvényében. Az inklináció és a VGP szélesség szelvényen előforduló egyponos kiűtő értékek vagy agyagkavics, bioturbáció vagy utólagos ásványátalakulás (elsősorban oxidáció) eredményei, és nem az eredeti mágnesezettséget tükrözik. A szelvény polaritászónáit a VGP szélességének előjele alapján határoztuk meg. A szelvény majdnem végig normál polaritású, fordított polaritás csak az alsó 2 m-ben jelentkezik.

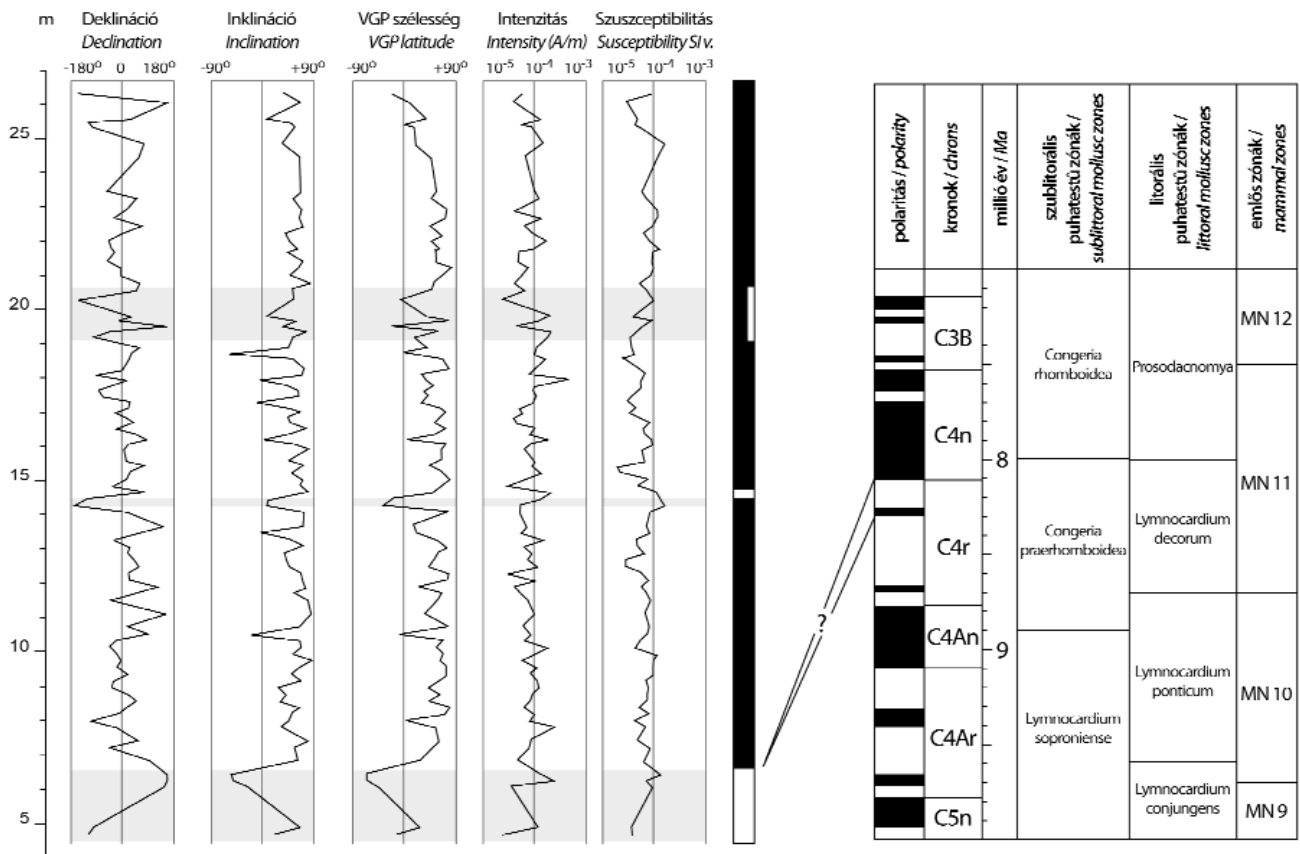
Radiometrikus korok

A pannóniai üledékes rétegsor egyenetlen felszínére Tihanyban vulkáni képződmények települnek. Ezek freatomagmás vulkáni működés eredményeként, több, egymáshoz közeli kitörési központ, lefele harapózó maar körül jöttek létre (NÉMETH et al. 1999, 2001, MARTIN & NÉMETH 2004). A vulkanitok korának meghatározása a tavi rétegtan szempontjából rendkívül fontos, mert megadja a Pannon-medence déli felében elterjedt Prosodacnomya zóna aljának korát (l. a *Puhatestűek* c. fejezetet).

A korai kálium-argon mérések (BALOGH 1995; BALOGH et al. 1982, 1986) eredményei sok bizonytalansággal voltak terhelték. A kutatás rétegtani jelentőségét felismerve Balogh Kadosa és Németh Károly célzott mintavétellel újabb vizsgálatot kezdtek. A Barátlakásoknál vett mintán végzett 9 egyedi mérés $7,92 \pm 0,22$ millió éves izokron kort adott; ez BALOGH & NÉMETH (2005) szerint megbízhatóan rögzíti a vulkáni aktivitás kezdetét Tihanyban. Egy későbbi argon-argon mérés lényegében megerősíti a korábbi vizsgálatok eredményét ($7,96 \pm 0,03$ millió év, WIJBRANS et al. 2007).

Rétegtani korreláció

A Fehérpart szelvénye tehát a fedő vulkanit radio-



11. ábra. A tihanyi, fehérparti szelvény deklinációja, inklinációja, VGP szélessége, mágneses intenzitása és szuszeptibilitása a mélység függvényében, valamint a feltáras polaritásslvénye és ennek korrelációs lehetőségei a globális polaritás időskálával (GPTS, LOURENS et al. 2004 szerint), a biosztratigráfiai zónáció figyelembe vételével (MAGYAR 2010)

Figure 11. Declination, inclination, VSP width, magnetic intensity and susceptibility of the Fehérpart section, its magnetic polarity, and possible correlations with the global polarity time scale (GPTS, LOURENS et al. 2004), considering the biostratigraphic zonation (MAGYAR 2010)

metrikus kora alapján idősebb, mint 7,92–7,96 millió év, az alsó két méteren fordított, felette normál mágneses polaritású, az emlősmaradványok alapján legvalószínűbben az MN 11 zónával (8,7–7,7 millió év, KRIJGSMAN et al. 1996 szerint) korrelálható, a *Lymnocardium decorum* puhatestű-zónába tartozik, fekéjében *Congeria prae-rhomboides* nyíltvízi rétegek vannak, amelyek Budapest–Kőbányán fordított mágneses polaritást mutattak, és a *Spiniferites tihanyensis* dinoflagellata-zónába tartozik (11. ábra). Mindezek figyelembevételével a feltárasban megfigyelt polaritásváltás (legalul fordított, fölötté normál) legvalószínűbben vagy a C4n.2n, vagy a C4r.1n polaritás kron kezdetével korrelálható. Előbbi kora 8,1, utóbbi 8,3 millió év (LOURENS et al. 2004 szerint).

Ahogy arra már MÜLLER & SZÓNOKY (1990) is rámutatott, a fehérparti szelvény lényegesen idősebb, mint a Keleti-Paratethys pontusi korszaka. Utóbbi korát mágnes-rétegtani vizsgálatok alapján 5 és 6 millió év közé helyezik (VASILIEV et al. 2004, 2005, 2011; SNEL et al. 2006). A fehérparti szelvény így nem lehet a pontusi emelet portaferrai alemeletének sztratotípusa (l. MÜLLER & SZÓNOKY 1990). SACCHI et al. (1997) felvetette annak lehetőségét, hogy a pannóniai s. str. és a pontusi emeletek közé eső rétegtani intervallumra vezessük be a „transdanubiai emelet” elnevezést, és ennek sztratotípusa a tihanyi Fehérpart

feltárasa legyen. Ennek a javaslatnak a megvalósítása leginkább azért problémás, mert a pontusi emelet bázisának (tehát a „transdanubiai emelet” tetejének) meghatározása a Pannon-medencében továbbra sem megoldott. Ugyanakkor szaporítanánk a csak specialisták által, és kizárólag szerencsés földtani helyzetben megvonható emelethatárok számát.

A tihanyi pannóniai rétegek korértelmezését a Tihanyi Formáció egészére kivetíteni nem szabad. A formáció képződése olyan üledékes környezetekhez kapcsolódik, amelyek már jóval korábban és még sokkal később is léteztek a Pannon-tó parti régióiban. A Balaton környéki magaspartok faunája dél felé fiatalodik; Balatonvilágosnál már nem a *Lymnocardium decorum* zóna, hanem a *Prosodacnomya* zóna (11. ábra) jellegzetes puhatestűt találjuk a felszínen.

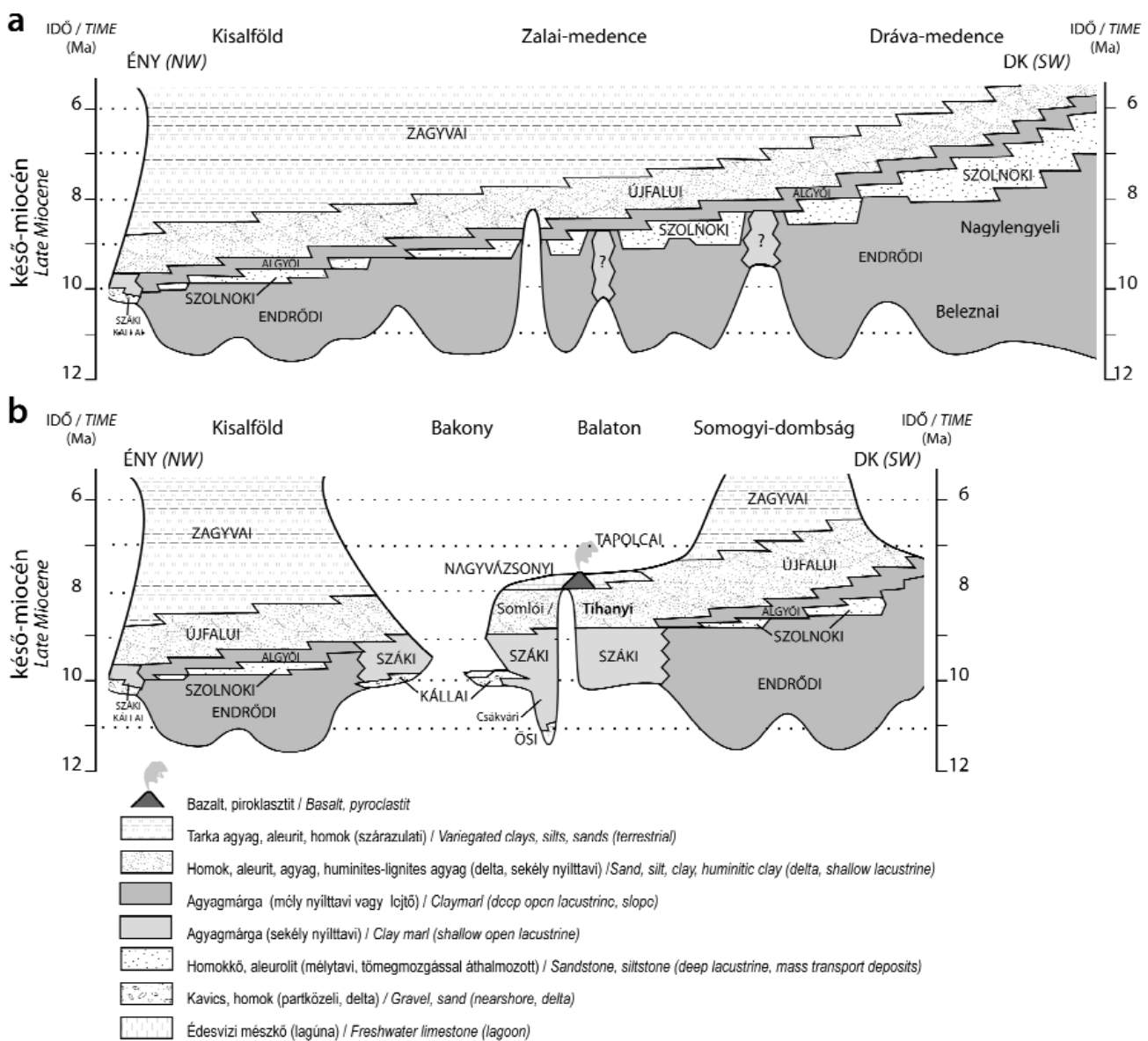
A Tihanyi Formáció helyzete a pannóniai litosztratigráfiai rendszerben

A pannóniai litosztratigráfiai egységek beosztása két, térben jelenleg elkülönülő adathalmazra alapozva alakult ki. A mély medencékben végzett fúrású tevékenység révén elkülönítették a nyílt és mélyvízi Endrődi Márgát, a még mindig mélyvízi körülmények között felhalmozódó

turbiditrendszer terméket: a Szolnoki Formációt, a medence lejtőjét alkotó Algyői, és a sekélyvízi régióban ülepedő Újfalu Formációkat (12. ábra, a; RÉVÉSZ 1980; GAJDOS et al. 1983; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; MATTICK et al. 1985; BARDÓCZ et al. 1987; JUHÁSZ Gy. 1992, 1994 és 1998). Ezzel ellentétben, a ma kiemelt helyzetű hegységperemeink térségében teresztrikus képződmények (Ósi Formáció) felett tóparti és lokális forrásból táplálkozó delta-eredetű kavics-homok összleteket (Kállai, Zámori Formáció) vagy változatos vízmélységben és parttávolságban kialakult pelites képződményeket írtak le (Csákvári, Száki Formáció). A rétegsorok a szintén nyílttavi-partmelléki helyzetűnek leírt Somlói és Tihanyi Formációval folytatódnak, majd nagy területen lagunáris, édesvízi Nagyvázsonyi Mészkö, lokálisan a Tapolcai Bazalt Formáció vulkanitjai

zárják a kifejlődést (JÁMBOR 1980, 1985, 1989; JÁMBOR et al. 1997; KÖRÖSNÉ-HÓDI 1998; BUDAI et al. 1999; CSILLAG et al. 2010). Mindkét típusú területen egyöntetűen alluviális síksági képződmények (Zagyvai, Nagyalföldi) jelzik a medencefeltöltés végül egységessé váló arculatát. Véleményünk szerint azonban ez az egység jóval korábban, már a sekélytavi üledékek lerakódásával párhuzamosan létrejött.

Kétségtelen tény, hogy a „hegységperemi” területeken a mélymedence képződmények hiányzanak, sőt az is jól dokumentált, hogy a tó életének korai fázisában a Dunántúli-középhegység területe félszigetként vagy szigetként a víz szintje fölötti helyzetben volt, és csak kb. 10 millió évvel ezelőtt, a Kállai Formáció jelezte transzgresszió során került víz alá (MAGYAR et al. 1999a, 2000, 2007; CSILLAG et al. 2010). Az egységes víztükör alatt két igencsak eltérő

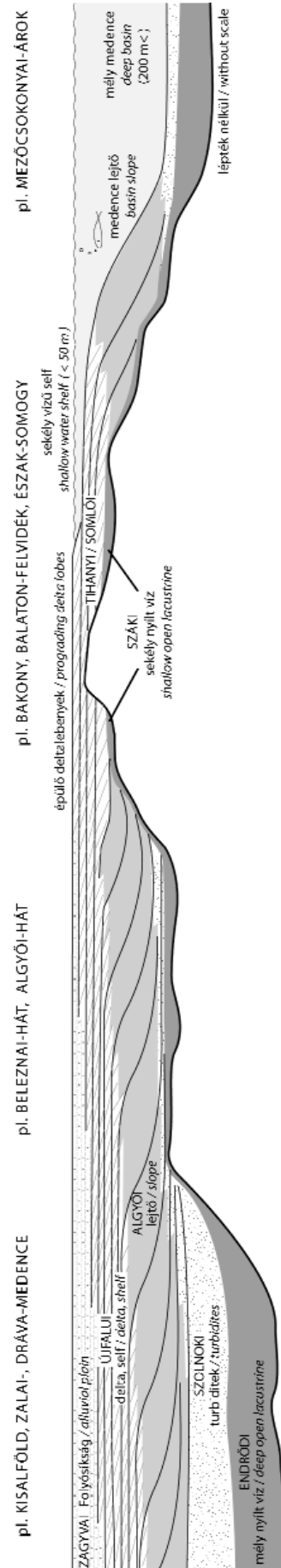


12. ábra. Késő-miocén (pannóniai) lito- és kronozstratigráfia a) a Kisalföld, Zala- és Dráva-medence szelvényében; b) a Kisalföld, a Dunántúli-középhegység és a Somogyi-dombság szelvényében

Figure 12. Late Miocene (Pannonian) litho- and chronostratigraphic sections a) from Kisalföld, Zala to Dráva basins; and b) from Kisalföld, through the Transdanubian Range to Somogy Hills

vízmélységű — és így különböző rétegsor befogadására képes — terület különült el: a több száz méter mély, nyíltvízi, majd turbidites, végül a klintoformok épülésével feltöltődő Kisalföld, Zalai- és Dráva-medencék (sorrendben MAGYAR et al. 2007, UHRIN et al. 2009, UJSZÁSI & VAKARCS 1993), valamint a 150 m-t valószínűleg meg nem haladó vízborítású Közép-Dunántúl–Észak-Somogy. Ennek a területnek önmagában is összetett reliefje lehetett, kisebb szigetekkel, elzárt belső öblökkel. Amíg a Kisalföld medencéje nem töltődött fel, addig erre a víz alatti kiemelt hátra jelentős mennyiségű homok szemcseméretű terrigén anyag sem szállított, kizárólag a torkolatoktól ellebegő szuszpendált anyag érkezett. Így a középhegységi víz alatti háton az előntést követően meglehetősen kondenzált nyíltvízi üledékképződés zajlott, s ennek eredménye a Száki Agyagmárga felhalmozódása, CZICZER et al. (2009) paleo-ökológiai értékelése szerint mintegy 80 m mély vízben. A Kisalföld feltöltődésével, tehát kb. 9 millió éve, azonban teljesen új, nagy területen egységes morfológiát teremtő helyzet alakult ki. Míg Zalában folytatódott a többszáz méter magas klintoformok épülése fedjükben a deltákkal (UHRIN et al. 2009), addig ezzel párhuzamosan a Dunántúli-középhegység területén ‘igazi’ lejtő kialakulása nélkül a Száki Agyagmárga felett jelennek meg a Somlói és/vagy Tihanyi Formációba sorolt deltaüledékek (9., 12. ábra, b, 13. ábra). Ha feltételezzük, hogy mindkét — egymástól csapásirányban nem túl messze eső — területre közel ugyanannyi hordalék érkezett észak-északnyugatról, akkor ennek a következménye egyértelműen az, hogy míg a mélyvízű területeken a lejtő és a morfológiai self viszonylag lassan épült, addig a sekély vízben a feltöltődés és a perem előrehaladása nagyságrenddel gyorsabban történt, a selfterületek térképi nézete „kihasasodását” eredményezve (I. VAKARCS et al. 1994, MAGYAR 2010 ösföldrajzi térképeit).

A sekély vízzel borított tóperem feltöltődése — legyen alatta akár több száz m vastag medencekitöltő üledék, akár kiemelt pozíciójú aljzat — a néhányszor 10 m mély vízbe épülő delták vertikálisan ismétlődő rétegsorával valósult meg (13. ábra). Az ismétlődést a kisebb relatív vízszintemelkedésekkel folyamatosan gyarapodó kitölthető tér növekedése okozta. A Balaton környékén felszínre bukkanó feltárások tanúsága szerint a deltaelőtér hullámbázisnál alig mélyebb vízben gazdag és változatos nyíltvízi faunával jellemezhető homok-aleurit üledett (Somlói Formáció, pl. raposkai téglagyár). A deltatorlatok előreépülésével a síkságon öblök képződtek, melyek rétegsorát a rövid idejű, néhány méteres tőszintváltozások és a gyakori torkolatáthelyeződések során kialakuló, ősmaradványtartalommal párhuzamosan változó aleurit-finomhomok-huminites agyag ciklusok építik fel (Tihanyi Formáció, pl. Tihany, Balatonkenese, Balatonakarattya, Balatonvilágos, M7 bevágások, Fonyód; JÁMBOR 1980, KORPÁSNÉ-HÓDI 1998, SZTANÓ et al. 2005, SZTANÓ & MAGYAR 2007). A delta-lebenyek összefogazódásai és a nagyobb előntések révén megvalósuló ismétlődések miatt nehézkes, ha nem éppen lehetetlen a Somlói és a Tihanyi Formációk következetes elválasztása, amint az a MÁFI fúrásátértékelő projektje



13. ábra. A Pannon-medencealjzat szerkezete különböző vízmélységű területeket hozott létre. Míg a mély medencékben magas, a vízzel borított Közép-dunántúli-hát peremén alacsony, lapos klintoformok jelzik a medence lejtőjét, mely felett a selfen delta-lebenyek épültek. A Közép-dunántúli-hát tetején a sekély vízmélység miatt medence-lejtő nem, csupán delta-lebenyek fejlődtek ki.
Figure 13. Differentiated basement structure of the Pannonian Basin resulted in large variations of water depth in Lake Pannon. High clinoforms developed in deep basins, low and rather flat ones developed along the margin of the sublacustrine Transdanubian High. Both are overlain by deltaic deposits. Above the Transdanubian High, however, water depth was insufficient to produce a slope other than that of the delta lobes.

kapcsán is tapasztalható volt. Az ugyanilyen környezetben — delta fronton, -előtérben, a torkolati zátonyokon, a kapcsolódó turzásokon, a delta síksági folyóágakban és mocsarakban — kialakuló képződményeket a mély medencékben az Újfalui Formációba soroljuk (JUHÁSZ Gy. 1992).

Az Újfalui Formációban a 30–50 m vastag felfelé durvuló üledékciklusokat, valamint a vékonyabb szárazulati és nyíltvízi agyagos betelepüléseket, akár több száz méter összvastagságig kitűnően dokumentálták (SACCHI et al. 1999). Tehát a tihanyi Fehérpart rétegsorának példáján ismertetett ciklicitás is módot teremt arra, hogy további párhuzamot vonjunk a Tihanyi és az Újfalui Formációk között. A Balaton környéki feltárásokban — méretük miatt — csak korlátozottan, de a környező vízkutató fúrások karotázs görbéin jól megfigyelhetők a 15–30 m vastag, ismétlődő üledékciklusok. Ezeket a rétegsorokat vagy a Somlói/Tihanyi párosba, vagy a Balatontól néhány km-re már az Újfalui Formációba sorolták (SZICK 2010). Noha ezeket a felfele durvuló, sekélyedő üledékciklusokat az Újfalui Formáció esetében torkolati zátonyok termékének tekintették (JUHÁSZ Gy. 1993), levonhatjuk a következtetést, hogy 30–50 m-es vízmélységbe még tengeri körülmények között sem épülnek zátonyok; számtalan recens példa ismeretében ezek maguk az előrehaladó deltalebenyek (cf. POREBSKI & STEEL 2003, ANDERSON 2005, CORREGGIARI et al. 2005, GANI & BHATTACHARYA 2005, GIOSAN et al. 2005 stb.) Mindezek alapján javasoljuk, hogy a Somlói és Tihanyi Formációkat tagozattá minősítve tekintsük a tágabb értelmezésű Újfalui Formáció részének. A fenti javaslatunk egyben azt is jelenti, hogy az eddig csupán fűrómagokkal és karotázsgörbékkel jellemzett Újfalui Formáció a felszínen is tanulmányozható; képződése, litológiai változékony-ságának okai jobban megérthetők a Tihanyi és a Somlói Formációk felszíni feltárásaiban.

A Tihanyi Formáció szekvenciasztratigráfiai helyzete

A Pannon-medence késő-miocén korszakának vízszint-változásai és az ehhez kapcsolódó szekvenciasztratigráfiai munkák áttekintése nem célja ennek a tanulmánynak. Hogy erre mégis röviden kitérünk, annak az az oka, hogy nemrég HORVÁTH et al. (2010) ismételten felvetették, hogy a Tihanyi Formáció felső határa lenne a Pannon-medence egyik legmarkánsabb harmadrendű szekvenciahatára (Pan-2; ca. 8 Ma).

HORVÁTH et al. (2010) tekintélyes mennyiségű és szerteágazó adatra alapozva úgy vélik, hogy a felső-miocén pannon-tavi összlet 4 üledékes szekvenciára bontható. Tanulmányukat főképp a második és a harmadik szekvenciára és a közöttük húzódó Pan-2 határra fókuszálták, mely feltételezésük szerint Tihanyban, illetve a környező balatoni nagy- és ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken, valamint ettől délre, a somogyi mélymedencék területén „ipari” szeizmikus szelvényeken is tanulmányozható. Hipotézisük szerint a MAGYAR (2010) által kimutatott két csapa-

dékmaximumos periódus a két szekvencia transzgresszív rendszeregységét, azaz a Száki és a Toronyi (sic!) Agymárgát hozták létre, míg közöttük a Tihanyi (és Somlói) Formáció alkotja a második nagyvízi rendszeregységet. A Tihanyi Formációra települő vulkanitok már szárazföldre hullottak, így a Tihanyi Formáció erodált felszíne és/vagy a vulkanitok felszíne maga a szekvenciahatár. Véleményünk szerint a fő kérdés az, hogy ez a határfelület valóban harmadrendű-e, vagy csak nagyobb frekvenciás vízszint-ingadozás igazolható, illetve, hogy mi történt a szóban forgó határfelület keletkezése után?

A rendűség kérdésében VAIL et al. (1991) által megadott időtartamokat, a kiterjedésre vonatkozóan pedig CATUNEANU (2006) érvelését tartjuk mérvadónak. Eszerint a százezer éves nagyságrendű és csak kisebb medencerészen térképezhető ciklusok a negyedrendű, míg a milliós éves és medence terjedelmű ciklusok a harmadrendű kategóriába sorolhatók.

A tihanyi Fehérpart rétegsora, a Balaton környékén mélyült fúrások és a nagyfelbontású szeizmikus szelvények valóban bizonyítják, hogy a területen regresszió ment végbe kb. 8 milliós évvel ezelőtt. Negyedrendű léptékben több 15–30 m amplitudójú vízszintváltozás, előntés, majd a deltalebenyek épüléséből eredő feltöltődés zajlott, amint azt munkánk első felében bemutattuk. A ciklusok egy részénél nem bizonyítható a vízszintesítés, csak a következő nagyobb előntés jelzi az új ciklus kezdetét. A ciklusok némelyike biztosan vízszintesítéssel záródott, mint az a fonyódi 400 m széles és 16 m mély „nagy” bevágódás bizonyítja. Fonyódon a fehérsági rétegekkel egyező korú (L. decorum zóna) üledékekbe vágódott, kereszttrétegzett, agyagkavicsos, áthalmazott faunát tartalmazó test települ, mely felett visszatérnek a Tihanyi Formációra oly jellemző tipikus tavi-deltasíksági paraszekvenciák. A bevágódás szekvenciahatárhoz kötődő többszörös, összetett völgykitöltés jellegéhez, és az azt követő előntéshez nem fér kétség (NOVÁK 2006). Valószínűleg ugyanezt állíthatjuk a dunai nagyfelbontású szelvényen bemutatott (HORVÁTH et al. 2010), hasonló méretű bevágódásról is. Sajnos ennek pontos kora a közeli Tököl-1 fűrés ellenére sem ismert, így a fonyódi-val való egykorúságára sincs bizonyíték. Delta és deltasíksági üledékekről lévén szó, a fonyódihoz hasonló részletek ismerete nélkül az sem kizárt, hogy csupán egy nagyobb deltaágot harántol a szelvény. 100–200 m széles, 5–8 m mély, valamint ennél kisebb medrekre egyébként nagyon sok példát láttunk a balatoni ultranagy felbontású szelvényeken (SZTANÓ & MAGYAR 2007, FÖLDVÁRI 2009), és dél-balatoni feltárásokban (Balatonszentgyörgy, M7) is. Ezek nélkül a delta kiépülése elképzelhetetlen, a medrek szükségképp és természetesen mélyülnek a deltasíkság mocsári rétegeibe anélkül, hogy ez összefüggésben lenne bármilyen vízszintesítéssel. Ezért egy delta eredetű összletben a folyómedrek és a folyóvölgyek gyakran nehezen kivitelezhető megkülönböztetése nélkül vízszintváltozásra következtetni nem lehet.

A Tihanyi — vagy immár tágabb értelemben az Újfalui — Formáció lerakódása idején ezek a negyedrendű szekvenciák (a 15–30 m-es amplitudójú vízszintváltozási ciklusok

eredményeképp) mindaddig képződtek, amíg a selfperem elég közel volt, azaz míg egy-egy előntés érdemi vízborítottságot eredményezett a területen. Körülbelül 8 millió évvel ezelőtt a selfperem már 50 km-rel délebbre, a Kapos-vonal térségében húzódott (MAGYAR 2010, MAGYAR et al. 2012). Recens delták területi elterjedését analógiának véve, valamint feltételezve, hogy a terület süllyedési rátája a környező medenceterületekétől elmaradt, ettől kezdve a Balaton térségében előbb a felső deltasíksági medres–mocsaras környezet válhatott uralkodóvá, majd fokozatosan alluviális síksággá alakult a vidék. Ez az időtartamában harmadrendű változás a kitölthető tér gyarapodását felülmúló üledékbeszállításból eredő normál regresszió volt, amely valóban véget vethetett a Tihanyi Formáció képződésének a térségben, miközben attól délre az a szokott módon folytatódott. Ha ezt erőltetett regresszió (cf. HUNT & TUCKER 1992, POSAMENTIER et al. 1992) — azaz jelentős vízszintesés — okozta volna, akkor sokkal több jelét látnánk vonalas, hátravágódó erózióknak, illetve az egykorú üledékek mélyföldtani képen is találhatnánk további bizonyítékokat (l. alább). A freatomagmás vulkáni aktivitás idején tehát éppen a víztelített deltasíksági, esetleg már alluviális síksági üledék lerakódása zajlott, melyet követően HORVÁTH et al. (2010) nézetével ellentétben a területet újra vízfel borító tőszint emelkedésnek bizonyítéka nincs. „*Congerina rhomboideás*” agyagmárga a Tihanyi Formáció felett nem ismert a Balaton környékén, csak attól sokkal délebbre (pl. Bátaszék), ahol jóval fiatalabb delta-üledékek felett jelzi a jelentős vízszintnövekedést, előntést. A Balaton vidékén a Pannon-tó visszahúzódása után a hidrogeológiai viszonyok átrendeződése révén, nagy területen meszes-kovás édesvízi mészkő képződött (MÜLLER, MINDSZENTY szóbeli közlése). Ebbe tartozhatnak a pontszerű tihanyi „forráskúpok”, valamint a Tihanyi Formációt a későbbi eróziótól megvédő, jóval kiterjedtebb Nagyvázsónyi Mészkő (JÁMBOR 1980, BUDAI et al. 1999). HORVÁTH et al. (2010) a harmadrendű Pan–2 szekvenciahatár további bizonyítékát látja azokban a furcsa szeizmikus fáciesű buckákban, melyek az egyik — véleményünk szerint negyedrendű — szekvenciahatárral egybeeső előntési felszínen helyezkednek el. Elismerjük, hogy ezek kemény forráskúp üledék-ként való értelmezése elegáns és hihető, de fűréssal bizonyítást érdemelne. Ez azonban csak azt bizonyíthatná, hogy a forrásmészkő képződése több fázisban zajlott, felette ugyanis a déli partig követhető és a kenesei–akarattyai magaspartonk Tihanyi Formációjával párhuzamosítható rétegek települnek (SZTANÓ & MAGYAR 2007).

Mindezek után azt is érdemes megvizsgálunk, hogy a somogyi vagy egyéb dunántúli mélyföldtani adatok alátámasztják-e egy harmadrendű szekvenciahatár jelenlétét. HORVÁTH et al. (2010) három dél-dunántúli mesterszelvényen négy pannóniai szekvencia geometriáját láthatjuk. A szerzők maguk is elismerik, hogy a megfelelő reflexió-elvágások gyakran hiányoznak a határfelületek kijelöléséhez. Ezen felül az értelmezést kétségkívül nehezíti a rétegsor posztpannóniai deformációja. A második és harmadik szekvencia 3–3 rendszeregységét jelentős, mintegy 60 km széles sávban azonosították. Míg a szokatlanul vastag

transzgresszív és a nagyvízi üledékek nagy üledékbehordási ráta esetén egyaránt megjelenhetnek a self, a lejtő és a mély medece területén (cf. SZTANÓ et al. 2012), addig a nagy vastagságú kisvízi (vagy csökkenő vízi) üledékek jelenléte kizárható a selfterületeken. Ezek közei csak lokalizált kis testek (bevágott völgyek, lelépő deltaroncsok) formájában jelenhetnek meg a selfen, ugyanakkor a lejtőnek támaszkodva vagy annak lábánál várhatóan elhelyezkedésüket (cf. POSAMENTIER et al. 1988, POSAMENTIER et al. 1992). Sajnos a bemutatott szelvények nem az utóbbi vázolt geometriát mutatják, a Pan–2 szekvenciahatár kimutatását nem teszik lehetővé. Ugyanerre a megállapításra jutott több mint 100 somogyi szelvény elemzése után TÖRŐ et al. (2012), valamint kisalföldi, zalai és dráva-medencei szeizmikus adatok alapján UHRIN & SZTANÓ (2012).

Ezek után óhatatlanul felmerül a kérdés, hogy milyen szekvenciák azonosíthatók az Újfalu Formációban, vagy általában a pannon-tavi üledékekben. A medence-kitöltő üledékek vizsgálatának legkorábbi szakaszában felismerték azokat a másodrendű rétegtani hézagokat, eróziós és gyakran szögdiszkordanciákat, amelyek a medence szerkezeti fejlődésének köszönhetik létüket (POGÁCSÁS 1984, 1987, HORVÁTH & POGÁCSÁS 1988). Részletesebb regionális szeizmikus adatokra alapozott tanulmányok, melyek már harmad-, sőt negyedrendű szekvenciákat azonosítottak, elsőként az Alföld területén születtek (MATTICK et al. 1985, 1988, VAKARCS & VÁRNAI 1991, CSATÓ 1993, VAKARCS et al. 1994), majd a munka a Dél-Dunántúlon folytatódott (UJSZÁSI & VAKARCS 1993; SACCHI et al. 1999). Ezzel párhuzamosan készültek elsősorban lyukgeofizikai görbék alapuló értelmezések is (JUHÁSZ Gy. 1993; TÓTH-MAKK 2007), melyekben az előntési események alapján rendre sokkal több szekvenciát azonosítottak, mint a szeizmikára alapozott munkákban. Ezzel ellentétben magfúrások szedimentológiai vizsgálata alapján JUHÁSZ E. et al. (1996) csak rövid periódusú klimatikus ciklusokat, valamint egyetlen másodrendű szerkezeti eredetű unkonformitást mutattak ki, harmadrendűeket nem. A határfelületek korát magnetosztatográfiailag vagy radiometrikusan korolt alföldi magfúrások rétegsorának korrelációjával adták meg, s a Pannon-tó közvetlen tengeri kapcsolatainak hiánya ellenére (MÜLLER & MAGYAR 1992a) a világtegek vízszintváltozásaival egyező korúnak ítélték (POGÁCSÁS et al. 1988, 1994; CSATÓ 1993; VAKARCS et al. 1994). A látszólagos egyezések és hasonlóságok ellenére a különböző szerzők 3, 4 vagy 7 késő-miocén harmadrendű szekvenciával számoltak, melyek határfelületei csak meglehetősen laza keretek közt bizonyultak egyező korúnak (TÓTH-MAKK 2007).

Bár MATTICK et al. (1985) a kezdetektől hangsúlyozta, hogy legalábbis a negyedrendű szekvenciák autociklikus torkolatáthelyeződésekhez kötődnek, regionálisan nem térképezhetők, a későbbiekben mégis medenceleptékű vízszintesekkel magyarázták a szekvenciahatárok képződését (POGÁCSÁS et al. 1994, VAKARCS et al. 1994). A szekvenciák kialakulásának jelenleg legelfogadottabb modelljei különböző időtartamú klímaváltozás-vezérelt

vízszintingadozásokkal, és/vagy a medence inverziójához vezető szerkezeti mozgásokkal számolnak (SACCHI et al. 1999, JUHÁSZ Gy. et al. 2007, HORVÁTH et al. 2010, SZTANÓ et al. 2012). Makacsul tartja magát a messinai sókrízishez kapcsolódó több száz méteres vízszintesés hipotézise is (JUHÁSZ Gy. et al. 2007; CSATÓ et al. 2007, 2012), noha MAGYAR & SZTANÓ (2008) kimutatta, hogy különböző beszállítási irányok lejtőinek találkozása, valamint a késő-miocénben kezdődő medence léptékű deformáció hozta létre az „intra-Messinai unkonformitást” kb. a miocén-pliocén határon. Az ellentmondásokat tovább növeli, hogy a késő-miocén összletben nagy területeken (Dunántúl, Mátraalja-Bükkalja, Alföld középső régiója, Makói-árok) sem a korábbi 2D, sem az újabb 3D szeizmikus anyagon nem látunk a vízszinteséseket kétség nélkül bizonyító geometriát: sem lefele lépő (negatív) selfperemnyomvonalat, sem a kisvízi rendszerességre jellemző reflexióelvégződéseket (MAGYAR & SZTANÓ 2008, UHRIN et al. 2009, MAJERCSIK 2009, TÖRÖK et al. 2012, GÄRTNER 2011, UHRIN & SZTANÓ 2012, SZTANÓ et al. 2012). Ehelyett a selfperem periodikusan felfelé és medenceirányban, majd csak medenceirányban épült. A ciklusok időtartama az elérhető adatok felbontásának és/vagy a vizsgált időintervallumnak a függvényében 100–250 ezer év között változott. Tehát a Pannon-tóban negyedrendű szekvenciák bármely medence-részben kialakulhattak, klimatikus hatásra a vízszint emelkedett, majd stagnált, de az egész tavat érintő, a szeizmikus felbontásnál nagyobb (30–50 m!) vízszintesések nem igazolhatók a szeizmika segítségével. Ezért a pannóniai rétegsor harmadrendű szekvenciákra bontását nem tartjuk bizonyíthatónak.

Eredmények, következtetések

A tihanyi Fehérpart feltárása már több, mint száz éve vonzza a geológusokat, itt a pannóniai rétegtan bölcsője, s a pannon-tavi üledéklerakódás alapvető vonásait is meghatározták a nemes elődök. Az egyre romló feltárási viszonyok ellenére a feltárás újravizsgálata, az archív adatok összegyűjtése, áttekintése és összevetése az utóbbi évtizedben a legkülönbözőbb módszerek révén nyert eredményekkel lehetővé tette, hogy kitekintsünk előbb a szűkebb öskörnyezetre, annak időbeli dinamikus változásaira, majd a Pannon-medence feltöltődés történetének egy térben és időben általánosítható nagyobb szelvére.

1. A fehérrparti szelvény az MN 11 emlős zónával, a Spiniferites tihanyensis dinoflagellata és a Lymnocardium decorum puhatestű zónával korrelálható. Feküjében *Congerina praerhomboides* nyíltvízi rétegek vannak, amelyek Budapest–Kőbányán fordított mágneses polaritást mutattak. A Tihanyi-félsziget Szarkádi erdő részében, vulkáni anyagba zárva már megjelennek a Prosodacnomya zónára utaló formák, így a zónahatár a fedő vulkanit radiometrikus kora alapján idősebb, mint 7,92–7,96 millió év. A rétegsor az alsó néhány méter kivételével normál mágneses polaritású, ezért vagy a C4n.2n kronnal, vagy a

C4r.1n kronnal korrelálható. Kora tehát 8,0–8,1 millió vagy 8,2–8,3 millió év. A fehérrparti szelvény lényegesen idősebb, mint a Keleti-Paratethys pontusi korszaka, így nem lehet a pontusi emelet portaferrai alemeletének sztratotípusa sem. A tihanyi pannóniai rétegek korértelmezését a Tihanyi Formáció egészére kivetíteni nem szabad, még a Balaton környéki magasparkok néhány kilométernyi területén is bizonyítható, hogy faunája dél felé fiatalodik.

2. A fehérrparti rétegsor néhány méteres üledék-ciklusokból épül fel. Egy ideális ciklus mozdított, hullám-bázis-közeli üledékképződéssel indul, melyet a benne található gazdag fauna is alátámaszt. Felfelé egyre sekélyebb vízben, végül a partmelléki mocsárban vagy az azt szelző medrekben lerakódó rétegek következnek. A cikluszáró rétegek faunája az időszakos kiédesedést tükrözi, melyet ismétlődően elöntés és a brakk vízű tavi viszonyok helyreállása követ. Az üledékciklusok paraszekvenciák, melyeket a Pannon-tó nagyfrekvenciájú, néhány méter amplitudójú vízszintingadozásai, a jelentős üledékbeszállítás és a mozaikos öskörnyezet kismértékű változásai együttesen hoztak létre.

3. A rétegsorban felfelé haladva az egymást követő paraszekvenciák progresszíven egyre több partközeli-mocsári keletkezésű üledékből állnak, mely hosszabb távú regressziót jelez. Azonban ezt is a nyílt, brakk vízi, tavi körülmények visszatérte — *Congerina balatonica*s rétegek ismételt megjelenése — követi. A progradáló paraszekvenciasorok felfelé durvuló 15–30 m vastag sorozatokat építenek, melyek fúrású rétegsorokban és lyukgeofizikai görbéken is felismerhetők. Ezen közzettestek geometriáját — 15–30 m magas, 1–2° dőlésszögű, kilométer hosszú progradáló klinofomok — a balatoni nagyfelbontású szeizmikus szelvények képezték le. A Pannon-tó peremén több, közel egyidős, autociklikusan áthelyeződő torkolatból táplálkozó, idővel egymásra lapolódó aleurit – aprószemcsés homok alkotta deltalebeny épült, feltöltve a sekély vízi partmenti területeket. A Tihanyi és a vele majdnem azonos keletkezésű Somlói Formáció ezekből az ismétlődő deltalebenyekből épül fel.

4. A Pannon-tavat feltöltő deltarendszerek dinamikus fejlődése a felszínen tanulmányozható Tihanyi Formáció révén érthető meg. A Tihanyi Formáció keletkezése idején nem volt „hegységperemi” helyzetben, egy néhány száz méter mély vízzel borított aljzatmagaslatra érkeztek a delták. A deltaépülés szempontjából majdnem teljesen mindegy, hogy a tófenék alatt kevéssel a medencealjzat, vagy egy mély medence feltöltődésével lerakódott vastag üledékes összlet helyezkedik-e el. Utóbbi esetben a deltaüledékeket az Újfalui Formációba soroljuk. A két formáció között csak a deltaciklusok ismétlődése számában és esetleg azok vastagságában van különbség, amit a kifejlődési területükön az aljzatsüllyedés eltérő mértéke határozott meg. Ettől eltekintve ugyanannak a — lehordási területtől az üledékgyűjtőig tartó — sornak azonos láncszemei. Ezért javasoljuk, hogy az Újfalui Formáció tagozataként tartsuk számon az eddigi Tihanyi (és Somlói) Formáció(ka)t.

5. A fehérrparti szelvény, valamint a Tihanyi Formáció

egésze értelmezhető szekvenciasztratigráfiai szempontból is. A feltárás, a környező fúrások és szeizmikus szelvények egyértelműen tanúsítják a területen ismétlődő elöntések, majd deltaépülés révén zajló transzgressziót-regressziót, melyet valószínűleg klimatikusan vezérelt, 15–30 m-es amplitúdójú vízszintingadozások okoztak. A ciklusok eredményeképp negyedrendű szekvenciák alakultak ki, melyek transzgresszív egységét vékony nyíltvízi deltaelőtéri üledék, nagyvízi egységét az épülő deltalebenyek alkotják. Kisvízi (vagy erőltetett regressziós) üledékek Tihany környékén eddig nem ismertek. A negyedrendű szekvenciák a Tihanyi Formációban mindaddig ismétlődtek, míg a terület a Pannontó selfjéhez tartozott. Ahogy a tó feltöltődése hosszútávú normál regressziót eredményezve haladt dél felé, az elöntések megritkultak, a vizsgált terület fokozatosan szárazulattá vált. Így a mai Balaton környékén ca. 8 millió évvel ezelőtt véget ért a Tihanyi Formáció képződése, miközben attól délre Újfalui Formációként még több millió évig folytatódott. Ezt a Somogytól a Dráva-medencéig futó mélyföldtani és szeizmikus szelvények is igazolják. Azonban ezek egyikén se fedezhető fel olyan geometria, mely alátámasztaná, hogy az egész tavat érintő, a szeizmikus felbontásnál nagyobb (30–50

m) vízszintesek révén a pannóniai rétegsor harmadrendű szekvenciákra lenne bontható.

Köszönetnyilvánítás

A műszeres anyagvizsgálat a Szegedi Tudományegyetem Földtani és Őslénytani Tanszékén készült. A derivatográfias felvételeket FÉNYES József készítette és értékelte. Köszönjük ABBAS Amirnak (MOL) az 5. ábra, ORGEL Csillának (ELTE) a 6. ábra elkészítését. A tanulmány alapos lektorai BABINSZKI Edit (MFGI) és UHRIN András (Eriksfiord AS) voltak. Végül köszönjük HORVÁTH Ferenc (ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék) professzor úrnak az évek hosszú során átívelő szenvedélyes, gyümölcsöző szakmai vitákat, kutatásaink támogatását és barátságát.

A tanulmány elkészülését az OTKA T. 037724 és a 81530 sz. pályázatai tették lehetővé. A cikk az MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 177. közleménye.

Irodalom — References

- AMOROSI, A. & MILLI, S. 2001: Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. — *Sedimentary Geology* **144**, 357–375.
- ANDERSON, J. 2005: Diachronous development of Late Quaternary shelf-margin deltas in the Northwestern Gulf of Mexico: implications for sequence stratigraphy and deep-water reservoir occurrence. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): River Deltas - Concepts, models and examples. — *SEPM Special Publication* **83**, 257–276.
- BALOGH, K. 1995: K/Ar study of the Tihany Volcano, Balaton Highland, Hungary. Report of the work supported by the European Community in the frame of program "Integrated Basin studies". — *Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen*.
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZ-BARANYAI L. & SOLT G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 243–259.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **28**, 75–94.
- BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. — *Geologica Carpathica* **56**, 91–99.
- BARDÓCZ B., BIRÓ E., DANK V., MÉSZÁROS L., NÉMETH G. & TORMÁSSY I. 1987: A dunántúli medenceterületek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei. — In: JÁMBOR Á. (szerk.): A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69**, 149–177.
- BARTHA F. 1958: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48**, 1–191.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In: GÓCZÁN F. & BENKŐ F. (szerk.): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 9–172.
- BARTSCH, E. D. 1782: Bemerkungen über den Plattensee. — *Ungarisches Magazin*, **12**, 129–145.
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. 1985: Neogene delta formations in the and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana Magyarázó a Balatonfelvidék fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.
- CATUNEANU, O. 2006: *Principles of sequence stratigraphy*. — Elsevier, 375 p.
- CHARWIN, K., HAMPSON, G., GALLAGHER, K. & LABOURDETTE, R. 2010: Intra-parasequence architecture of an interpreted asymmetrical wave-dominated delta. — *Sedimentology* **57**, 760–785.
- CORREGGIARI, A., CATTANEO, A. & TANCARDI, F. 2005: The modern Po Delta system: lobe switching and asymmetric prodelta growth. — *Marine Geology* **222–223**, 49–74.
- CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **226**, 377–400.
- CSATÓ, I., KENDALL, C. G. & MOORE, P. D., 2007: The Messinian problem in the Pannonian Basin, Eastern Hungary -insights from stratigraphic simulations. — *Sedimentary Geology* **201**, 111–140.

- CSATÓ, I., GRANJEON, D., CATUNEANU, O. & BAUM, G. 2012: A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2012.00553.x
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1989a: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 341–347.
- CSERNY, T. & CORRADA, R. 1989b: Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 117–130.
- CSERNY T., PRÓNAY Zs. & NEDUCZA B. 2005: A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004**, 273–283.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencébengeoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140**, 183–196.
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPIK, R., BÖHME, M., CORIC, S., BAKRAC, K., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2009: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **98**, 1741–1766.
- DAXNER-HÖCK, G. 1996a: Faunenwandel in Obermiozän und Korrelation der MN-Zonen mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. — *Beiträge zur Paläontologie* **21**, 1–9.
- DAXNER-HÖCK, G. 1996b: Middle and Late Miocene Gliridae of western, central, and southeastern Europe. — In: BERNOR R.L., FAHLBUSCH, V. & MITTMANN, H. W. (eds): *The evolution of western Eurasian Neogene Mammal Faunas*. — Columbia University Press, New York, 261–263.
- FIELDING, C. 1987: Coal depositional models for deltaic and alluvial plain sequences. — *Geology* **15**, 661–664.
- FÖLDVÁRI J. 2009: Medrek a balatoni pannonban, ultra-nagy felbontású szeizmikus felvételeken. — *BSc Szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 38 p.
- FUCHS, T. 1870: Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen 4 und 5: Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kúp bei Pápa in Ungarn. — *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* **20**, 531–548.
- GANI, M. & BHATTACHARYA, J. 2005: Lithostratigraphy versus chronostratigraphy in facies correlations of Quaternary deltas: application of bedding correlation. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): *River Deltas — Concepts, models and examples*. — *SEPM Special Publication* **83**, 31–48.
- GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. 1983: *Az alföldi pannóniai (s.l.) képződmények litosztratiográfiai egységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, 70 p.
- GÄRTNER D. 2011: A Mátra előtér pannóniai képződményeinek szedimentológiai célú szeizmikus és fúrásos vizsgálata. — *Szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 51 p.
- GIOSAN, L., DONNELLY, J., VESPREMEANU, E., BHATTACHARYA, J., OLARIU, C. & BUONAIUTO, F. 2005: River delta morphodynamics: examples from the Danube delta. — In: GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J. (eds): *River Deltas — Concepts, models and examples*. — *SEPM Special Publication* **83**, 393–411.
- GOLDFUSS, G. A. 1837: *Petrefacta Germaniae*. — Arnz & Co. Düsseldorf 2/3, 141–224.
- HABLY, L. 1992: The flora of Tihany-Fehérpart (faciostatotype of the Intra-Carpathian Pontian), West Hungary. — *Geophytology*, **22**, 199–205.
- HALAVÁTS GY. 1902: A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. — In: LÓCZY L. (szerk) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, Őslénytani Függelék **4/2**, 1–74.
- HAMPSON, G. & JOEP, E. 2003: Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. — *Sedimentology* **50**, 667–701.
- HORVÁTH, F. & POGÁCSÁS, G. 1988: Contribution of seismic reflection data to chronostratigraphy of the Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — *AAPG Memoir* **45**, 97–105.
- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratiográfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúl és a Balaton területén. — *Földtani Közlöny* **140**, 391–418.
- HUNT, D. & TUCKER, M. 1992: Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. — *Sedimentary Geology* **81**, 1–9.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **52**, 1–259.
- JÁMBOR, Á., 1985: *Magyarország Magyarországi pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez. (1:500 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, 42 p.
- JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.
- JÁMBOR Á. NÉMETH G., GAJDOS I., PAPP S. & JUHÁSZ GY. 1997: A Pannon s.l. litosztratiográfiai beosztása. — In: CSÁSZÁR G (ED.): *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet, 72–76.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B. D., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 129–152.
- JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.
- JUHÁSZ GY. 1993: Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszletében. — *Földtani Közlöny* **123**, 379–398.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.
- JUHÁSZ GY. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratiográfiája. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. – MÁFI, 469–484.

- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I., VAKARCS, G., 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202**, 72–95.
- KATONA L. 2004: Pannóniai puhatestű faunák a Bakony-hegység délkeleti előterének feltárásaiból. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 69+XXX+XVI p.
- KORDOS, L. 1987: Neogene vertebrate biostratigraphy in Hungary. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 393–396.
- KORDOS, L. 1989: Anomalomyidae (Mammalia, Rodentia) remains from the Neogene of Hungary. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 293–311.
- KORPÁSNÉ-HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. ÉS JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — MOL Rt. – MÁFI, 453–468
- KRIJGSMAN, W., GARCÉS, M., LANGEREIS, C. G., DAAMS, R., VAN DAM, J., VAN DER MEULEN, A. J., AGUSTÍ, J. & CABRERA, L. 1996: A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. — *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 367–380.
- LANSON, B., BEAUFORT, D., BERGER, G., BAUER, A., CASSAGNABÈRE, A. & MEUNIER, A. 2002: Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. — *Clay Mineralogy* **37**, 1–22.
- LOURENS, L., HILGEN, F., SHACKLETON, N. J., LASKAR, J. & WILSON, D. 2004: Appendix 2. Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period. — In: GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. G. (eds): *A Geologic Time Scale 2004*. — Cambridge University Press, 469–471.
- LŐRENTHEY I. 1905: Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. — In: LÓCZY L. (szerk) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*, Őslénytani Függelék **4/3**, 1–193.
- LŐRENTHEY I. 1908: A tihanyi fehérpart pannóniai rétegeiről. — *Földtani Közöny* **38**, 679–686.
- MAGYAR I., 2010. *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — Geolitera, Szeged, 140 p.
- MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5**, 245–255.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the late miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated biostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–32.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P., GEARY, D. H., SANDERS, H. C. & TARI, G. 2000: Diachronous deposits of Lake Pannon in the Kisalföld basin reflect basin and mollusc evolution. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56**, 669–678.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E. & LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. — *Facies*, **52**, 209–220.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIC, D., O., S., SYNAK, R., UJSZÁSI, K. & PÓCSIK, M. 2012: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.06.007
- MAJERCSIK Cs. 2009: Selfperemi deltarendszer progradációjának és tektonikai mozgások általi befolyásoltságának vizsgálata a Közép-Zalai térség pannóniai üledéksorában. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 100 p.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26**, 192 p.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J. & PHILLIPS, R. L. 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — *Geophysical Transactions* **31**, 13–54.
- MATTICK, R. E., PHILLIPS, R. & RUMPLER, J. 1988: Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin*. — *AAPG Memoir* **45**, 117–145.
- MÉSZÁROS L. 1999: Néhány tafonómiai megfigyelés magyarországi felső-miocén Soricidae (Mammalia) maradványokon. — *Földtani Közöny* **129**, 159–178.
- MÉSZÁROS, L. GY. 2008: Two *Crusafontina* (Mammalia, Insectivora) fossils from the Miocene of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Geologica Pannonica* **36**, 227–233.
- MÜLLER, P. 1990: Revised and other species of malacofauna from Tihany (Fehérpart) in Hungary. — In: STEVANOVIC, P. M., NEVESSKAJA, L. A., MARINESCU, F. L., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys VIII, PII, Pontien*. — JAZU and SANU, Zagreb-Beograd, 558–581.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992a: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the Late Miocene Pannonian lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36**, 353–373.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992b: A Prosodacnomyák rétegtani jelentősége a Kötöcse környéki pannóniai s. l. üledékekben. — *Földtani Közöny* **122**, 1–38.
- MÜLLER P. & SZÓNOKY M. 1988: Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehér-part. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Faciostratotype Tihany, Fehérpart (Hungary), ("Balatonica Beds" by Lőrenthey, 1905). — In: STEVANOVIC, P.M., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F.L., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys VIII, PII, Pontien*. — JAZU and SANU, Zagreb-Beograd, 427–436.
- NAGY-BODOR, E. & SZUROMI-KORECZ, A. 1989: An evaluation of sporomorphs and ostracods of the Fehérpart exposure at Tihany, lake Balaton. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988**, 203–212.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 1999: Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 349–377.

- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **111**, 111–135.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 92 p.
- ORGEL Cs. 2010: Deltasíkságok vízhálózata úrfelvételek alapján. — *BSc szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 44 p.
- PAPP, A. 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **39**, 39–41, 99–193.
- PARTSCH, P. 1836: Über die sogenannten versteinerten Ziegenklauen aus dem Plattensee in Ungarn und ein neues urweltliches Geschlecht zweischaliger Conchylien. — *Annalen des Wiener Museums für Naturgeschichte* **1**, 93–102.
- PHILLIPS, S. & BUSTIN, M. 1996: Sedimentology of the Changuinola peat deposit: Organic and clastic sedimentary response to punctuated coastal subsidence. — *Geological Society of America Bulletin* **108**, 794–814.
- POGÁCSÁS, Gy. 1984: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30**, 373–410.
- POGÁCSÁS, Gy. 1987: Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 55–63.
- POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P. & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 175–207.
- POGÁCSÁS, Gy., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS, M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of seismo and magnetostratigraphy in southeastern Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. & KÓKAI, J. (eds): *Basin Analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary*. — Kluwer, Dordrecht, 143–160.
- POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth-Science Reviews* **62**, 283–326.
- POSAMENTIER, H., JERVEY, M. & VAIL, P. 1988: Eustatic controls on clastic deposition I —conceptual framework — In: WILGUS, C. & HASTINGS, B., KENDALL, C., POSAMENTIER, H., ROSS, C. & VAN WAGONER, J. C. (eds): *Sea level changes —an integrated approach*. — *SEPM Special Publication* **42**, 110–124.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G., JAMES, D. & TESSON, M. 1992: Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. — *AAPG Bulletin* **76**, 1687–1709.
- READING, H. & COLLINSON, J. 1996: River deltas. — In: READING, H. (ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. — Blackwell, 181–209.
- RÉVÉSZ I. 1980. Az Algyő–2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. — *Földtani Közlemények* **110**, 512–539.
- ROSTA É. 1993: Gilbert típusú delta a Sopron környéki szarmata–pannóniai üledékekben. — *Földtani Közlemények* **123**, 167–193.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 1997: Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys. — *Neogene Newsletter* **4**, 37–46.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society London Special Publication* **156**, 357–390.
- SNEL, E., MĂRUNȚEANU, M., MACALEȚ, R., MEULENKAMP, J. E. & VAN VUGT, N. 2006: Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 107–124.
- STEVANOVIĆ, P. M. 1978: Neue pannon–pontische Molluskenarten aus Serbien. — *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* **42**, 315–344.
- STRAUSZ, L. 1942: Das Pannon des mittleren Westungarns. — *Annales Historico–Naturales Musei Nationalis Hungarici, pars Mineralogica, Geologica et Palaontologica* **5**, 1–102.
- STRAUSZ L. 1953: Felső-pannóniai ősmaradványok Pécs környékéről. — *Földtani Közlemények* **83**, 163–168.
- SÜTŐ-SZENTAI M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. — *Őslénytani Viták* **36–37**, 157–200.
- SÜTŐ-SZENTAI, M. 2000: Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelice (Hungary). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1994–1995*, 153–175.
- SZICK N. 2010: Pannóniai üledékciklusok vizsgálata a Balaton keleti-medencéjének környékén fúrású rétegsorok alapján. — *Szakkoloztat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 55p +29 melléklet.
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geologie und Palaontologie* **9**, 105–108.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — Abstracts 12th RCMNS, Vienna, 223–227.
- SZTANÓ, O., MAGYARI, Á. & TÓTH, P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlemények* **140**, 167–182.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D., HOYER, D. & WALLIS, R. 2012: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.05.026.

- TÓTH-MAKK, Á. 2007: Late Miocene sequence stratigraphy of the Pannonian Basin fill (Kiskunhalas—Mélykút region, Hungary): how core, electric log and seismic data fit together? — *Geologica Carpathica* **58**, 353–366.
- TÓTH Zs. 2009: Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus mérések feldolgozása és értelmezése. — *Szakdolgozat*, ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 87 p.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlemény* **140**, 355–366.
- TÖRÖ B., SZTANÓ O. & FODOR L. 2012: Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlemény* **142**, 445–468.
- UHRIN, A. & SZTANÓ, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *Int. J. Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **101**, 1427–1440.
- UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlemény* **139**, 273–282.
- UISZÁSZI, K., VAKARCS, G., 1993: Sequence stratigraphic analysis in the south Transdanubian region, Hungary. — *Geophysical Transactions* **38**, 69–87.
- VAIL, P. R., ANDEMARD, F., BALMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology: an overview. — In: EINSELE, G. RICKEN W., SEILACHER (eds). *Cycles and events in stratigraphy*. — Elsevier, 617–659.
- VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–51.
- VAKARCS, G., VAIL, P. R., TARI, G., POGÁCSÁS, GY., MATTICK, R. E. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240**, 81–106.
- VAN WAGONER, J., MITCHUM, R., CAMPION, K. & RAHMANIAN, V. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. — *AAPG methods in exploration series* **7**, 55 p.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C. G., PANAIOTU, C. E., MATENCO, L. & BERTOTTI, G. 2004: Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Focsani basin (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **227**, 231–247.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., STOICA, M., & LANGEREIS, C. G. 2005: Mio-Pliocene magnetostratigraphy in the southern Carpathian foredeep and Mediterranean-Paratethys correlations. — *Terra Nova* **17**, 376–384.
- VASILIEV, I., IOSIFIDI, A. G., KHRAMOV, A. N., KRIJGSMAN, W., KUIPER, K., LANGEREIS, C. G., POPOV, V. V., STOICA, M., TOMSHA, V. A. & YUDIN, S.V. 2011: Magnetostratigraphy and radio-isotope dating of upper Miocene – lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **310**, 163–175.
- VICZIÁN, I. 2002: Mineralogy of Pliocene to Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **43**, 39–53.
- VITÁLIS I. 1908: A tihanyi fehérpart pliocén korú rétegsora és faunája. — *Földtani Közlemény* **38**, 665–678.
- VITÁLIS I. 1910: A balatonvidéki kecskekörmök és lelőhelyeik. — In: LÓCZY L. (szerk.) *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, Őslénytani Függelék* **4/4**, 1–35.
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204.

Kézirat beérkezett: 2012. 11. 07.